Inscrit aux archives originales
du Centre de Documentation
C.N.R.S. sous le N°
A01205

Série A
N° d'ordre : 156

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

CENTRE D'ORSAY

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Jean HERVIEU

1re THÈSE : CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DE L'ALLUVIONNEMENT EN MILIEU TROPICAL

Les facteurs de la sédimentation continentale -
Les produits de l'érosion - les sols alluviaux -
Sur le versant occidental de MADAGASCAR

2e THÈSE : PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

Soutenues le 18 mai 1966 devant la Commission d'Examen

MM. A. RIVIÈRE, *Président*,

P. BELLAIR
G. LUCAS
G. AUBERT (invité)
} *Examinateurs.*

PARIS
O.R.S.T.O.M.

1966

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

PROFESSEURS

Doyen : M. ZAMANSKY

BRELOT	T	analyse supérieure
PRENANT	T	anatomie et histologie comparée
GRASSE	T	évolution des êtres organisés
PREVOST	T	chimie organique
WYART	T	minéralogie & cristallographie
TEISSIER	T	zoologie
MANGENOT	T	biologie végétale (Orsay)
AUGER	T	physique quantique & relativité
MONNIER	T	physiologie générale
PIVETEAU	T	paléontologie
ROCARD	T	physique ENS
CARTAN	T	mathématiques ENS
LAFFITTE	T	chimie générale
N...	T	géométrie supérieure
COULOMB	T	physique du globe
Mlle COUSIN	T	biologie animale SPCN
CHRÉTIEN	T	chimie minérale
BOCQUET	T	zoologie
KASTLER	T	physique ENS
EPHRUSSI	T	génétique
RIVIÈRE	T	géologie SPCN & sédimento. (Orsay)
GAUTHERET	T	biologie végétale PCB
LUCAS R.	T	recherches physiques
THOMAS A.	T	biologie cellulaire
ARNULF	T	optique appliquée
MORAND	T	physique enseignement
SOLEILLET	T	physique PCB
FORTIER	T	mécanique expérimentale des fluides
DRACH	T	zoologie
QUENEY	T	météorologie & dynamique atmosphérique
GALLIEN	T	embryologie
EICHHORN	T	botanique
DE CUGNAC	T	biologie végétale SPCN
Mlle CAUCHOIS	T	chimie physique
THELLIER	T	physique du globe
L'HÉRITIER	T	biologie générale (Orsay)
GRIVET	T	radioélectricité (Orsay)
PONCIN	T	mécanique générale
DUBREIL	T	arithmétique & théorie des nombres
CHAMPETIER	T	chimie macromoléculaire
CUVILLIER	T	micropaléontologie
JUNG	T	géologie
TRILLAT	T	microscopie et diffraction électronique
WIEMANN	T	chimie organique et structurale
JACQUINOT	T	spectroscopie & physique céleste (Orsay)
VASSY	T	physique de l'atmosphère
DESTOUCHES	T	théorie physique
AMIEL	T	chimie générale
HOCART	T	minéralogie & cristallographie
MATHIEU JP.	T	physique optique
COUTEAUX	T	cytologie
MAY	T	zoologie
CHOQUET	T	théorie des fonctions et topologie
FELDMANN	T	biologie végétale marine
GUINIER	T	physique des solides (Orsay)
JOST	T	physiologie comparée
FORTET	T	calcul des probabilités & physique mathématique
SCHWARTZ	T	calcul différentiel & intégral
CHOUARD	T	physiologie végétale
MALAVARD	T	aviation (techn. aéron.)
NORMANT	T	synthèse organique
BENARD	T	chimie minérale
BUVAT	T	botanique ENS
DUGUE	T	statistiques mathématiques
SOULAIRAC	T	psychophysiologie
ULRICH	T	physiologie végétale appliquée
MARÉCHAL	T	optique théorique & appliquée
KIRRMANN	T	théories chimiques
CHADEFAUD	T	botanique
Mlle LE BRETON	T	physiologie de la nutrition
LELONG	T	application de l'analyse à la géométrie
DEVILLERS	T	anatomie & histologie comparée
EHRESMANN	T	topologie algébrique
FRANCON	T	physique SPCN
GLANGEAUD	T	géographie physique & géologie dynamique
DODEMENT	T	mathématiques MGP
PISOT	T	techniques mathématiques de la physique
QUELET	T	chimie organique
CAGNIARD	T	géophysique appliquée
LENNUIER	T	physique MGP
RIZET	T	génétique (Orsay)
ROUTHIER	T	géologie appliquée
Mme TONNELAT	T	physique théorique
DIXMIER	T	mathématiques MPC
SOUCHAY	T	chimie générale
AIGRAIN	T	électrotechnique générale
BRUSSET	T	chimie systématique
LEVY M.	T	physique théorique des hautes énergies (Orsay)
Mme CHAIX	T	chimie biologique
Mme HUREL PY	T	biologie végétale PCB
PANNETIER	T	chimie générale
BRUN	T	mécanique des fluides I
LEDERER	T	chimie biologique (Orsay)
Mme DUBREIL	T	mathématiques (agrégat.)
Mme LELONG	T	mathématiques II ENS
BELLAIR	T	géologie SPCN
COTTE	T	physique électricité
DUBOIS J. E.	T	chimie organique
LAMOTTE	T	zoologie ENS
MICHEL A.	T	chimie minérale (Orsay)
OLMER	T	énergétique générale
ROUAULT	T	électricité (Orsay)
GAUTHIER	T	mécanique appliquée
BARCHEWITZ	T	chimie physique
BROSSEL	T	physique atomique
BUSER	T	physiologie comparée
CAMUS	T	physiologie végétale
CASTAING	T	physique II thermodynamique (Orsay)
CURIEN	T	minéralogie & cristallographie
MOYSE	T	physiologie végétale (Orsay)
Mme CHARNIAUX-COTTON	T	évolution des êtres organisés
POSSOMPES	T	zoologie
PULLMANN	T	chimie quantique
TEILLAC	T	physique nucléaire & radio-activité (Orsay)
TONNELAT	T	biologie physico-chimique (Orsay)
VILLE	T	économétrie
WILLEMART	T	chimie PCB
DODE	T	chimie (Orsay)
FREYMANN	T	recherches physiques
GUINOCHET	T	biologie végétale SPCN (Orsay)
ROCH	T	géologie
SCHATZMANN	T	astrophysique
TERMIER	T	géologie générale
ZAMANSKY	T	mathématiques générales
LUCAS	T	géologie
ALLARD	T	chimie physique
BERTHELOT	T	physique des particules fondamentales (Orsay)
BRICARD	T	météorologie & physique de l'atmosphère (Orsay)
Mme ALBE FESSARD	T	psycho-physiologie
FRIEDEL	T	physique des solides (Orsay)
JULIA M.	T	études des moléculaires naturelles complexes
LENDER	T	biologie animale SPCN (Orsay)

(Suite page 3 de la couverture)

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41544322_0011

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DE L'ALLUVIONNEMENT EN MILIEU TROPICAL

Série A
N° d'ordre : 156

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

CENTRE D'ORSAY

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Jean HERVIEU

1re THÈSE : CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DE L'ALLUVIONNEMENT EN MILIEU TROPICAL

Les facteurs de la sédimentation continentale -
Les produits de l'érosion - les sols alluviaux -
Sur le versant occidental de MADAGASCAR

2e THÈSE : PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

Soutenues le 18 mai 1966 devant la Commission d'Examen

MM. A. RIVIÈRE, *Président,*

P. BELLAIR
G. LUCAS
G. AUBERT (invité)
} *Examinateurs.*

PARIS
O.R.S.T.O.M.
—
1966

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS 7
INTRODUCTION GÉNÉRALE 9

PREMIÈRE PARTIE : LE MILIEU NATUREL

CHAPITRE PREMIER — Définitions 15
CHAPITRE II — Aperçu géographique et structural 19
CHAPITRE III — Les facteurs de différenciation morphoclimatique 27
CHAPITRE IV — Historique 33
ANNEXE : Techniques employées 37

DEUXIÈME PARTIE : LES FACTEURS DE LA SÉDIMENTATION CONTINENTALE

CHAPITRE V — Les facteurs climatiques 43
CHAPITRE VI — Les cours d'eau 67
CHAPITRE VII — Altérations et Pédogénèse 91
CHAPITRE VIII — Les sédiments plio-quaternaires et les variations du niveau de base marin 161

TROISIÈME PARTIE : LES MILIEUX DE SÉDIMENTATION

INTRODUCTION : Méthodes et classification 195
CHAPITRE IX — Le lit apparent et ses abords 201
CHAPITRE X — La plaine d'inondation 227
CHAPITRE XI — Le milieu fluvio-marin 271
CHAPITRE XII — Les surfaces de décantation sur dépôts fluvio-marins quaternaires ou subactuels . 311
CHAPITRE XIII — Le précontinent 321

QUATRIÈME PARTIE : BILAN DE L'ALLUVIONNEMENT

CHAPITRE XIV — Le potentiel d'érosion 335
CHAPITRE XV — L'héritage des bassins versants 355
CHAPITRE XVI — L'influence du milieu de sédimentation 369
CONCLUSIONS GÉNÉRALES 397
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 401
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES 409
TABLES DES FIGURES 455
TABLE DES MATIÈRES 458

AVANT-PROPOS

Les travaux qui font l'objet du présent mémoire, ont été réalisés au Centre ORSTOM de Tananarive et aux Services Scientifiques Centraux de l'ORSTOM à Bondy.

Je suis profondément reconnaissant à M. le professeur A. Rivière pour l'accueil bienveillant qu'il m'a réservé dans son laboratoire depuis 1961, et de l'honneur qu'il m'a fait en acceptant de présider le Jury. Je remercie également MM. P. Bellair et G. Lucas, professeurs à la Faculté des Sciences de Paris, d'avoir bien voulu accepter de faire partie de ce Jury.

Je dois une particulière reconnaissance à M.G. Aubert, professeur de Pédologie à l'ORSTOM. Dès mon séjour à l'École Nationale d'Agriculture de Grignon, j'ai profité de son enseignement et de sa grande expérience des sols tropicaux. Depuis, il a toujours suivi avec le plus grand intérêt mes travaux à Madagascar, m'a prodigué suggestions et conseils, et a bien voulu revoir en détail le manuscrit de cet ouvrage.

J'exprime ma vive gratitude à M. le professeur Camus, Directeur Général de l'ORSTOM et à M. Severac, Secrétaire Général, pour la confiance qu'ils m'ont accordée et les facilités qu'ils m'ont données, me permettant de mener à bien ce travail.

Je suis très reconnaissant à MM. Pinta et Defossez, ainsi qu'à leurs dévoués collaborateurs : M^me^ Delaune, M^lle^ Fusil, M. Koukoui, M. Verdoni, de l'aide précieuse qu'ils m'ont apportée dans leurs laboratoires de Bondy, en particulier pour les analyses granulométriques et les déterminations de minéraux argileux. Un certain nombre d'analyses aux rayons X des argiles sont dues à l'amabilité de J. Lucas du Laboratoire de Géologie de Strasbourg et à la collaboration de J.L. Pellier.

Je remercie vivement M. Nalovic, chimiste, et les techniciens malgaches du Laboratoire de Pédologie à Tananarive, pour les nombreux résultats d'analyses que je leur dois.

Mes remerciements vont également à mes camarades du Centre ORSTOM de Tananarive, qui m'ont aidé et encouragé dans mes recherches : F. Bourgeat et J. Riquier, pédologues, M. Aldegheri, hydrologue, J. Bosser, botaniste.

Je dois beaucoup, pour la présentation des figures, à N. Nimbol, dessinateur à Tananarive, à A. Combroux et ses collaborateurs des Services Scientifiques Centraux. M^lle^ Dardenne et M^me^ David ont apporté leur collaboration dévouée à la publication.

Le prélèvement des échantillons marins n'aurait pu être fait sans le concours de la Marine Nationale Malgache : que les officiers et les équipages du « Mailaka » et du « Tanamasoandro » trouvent ici l'expression de ma reconnaissance.

Enfin je ne saurais oublier la collaboration efficace de J.D. Rakotomiraho, aide-pédologue, qui a été souvent mon compagnon de terrain, et les nombreux collaborateurs bénévoles, européens ou malgaches, qui maintes fois m'ont apporté leur concours en brousse.

INTRODUCTION

La dissymétrie que l'on observe dans de nombreux aspects du milieu physique naturel de Madagascar, entre le versant oriental et le versant occidental de l'Ile, se retrouve jusque dans les phénomènes récents ou actuels, en particulier dans la sédimentation détritique d'origine continentale.

En effet, comme par le passé, où d'énormes quantités de sédiments continentaux, alternant avec des séries marines, se déposèrent sur le versant occidental du socle ancien malgache (Bassins sédimentaires de Majunga et de Morondava), de nos jours, c'est encore à l'Ouest que les témoins de cette sédimentation sont les plus étendus et les plus importants, au moins en ce qui concerne les zones de basse altitude, les régions littorales et le précontinent.

Sur la côte ouest proprement dite, c'est-à-dire du Cap Saint-André à Tuléar, l'extension des surfaces alluviales apparaît nettement et influence fréquemment le tracé du littoral (deltas typiques ou embryonnaires). Par contre sur la côte nord-ouest, du Cap Saint-André à la presqu'île d'Ampasindava, l'alluvionnement récent d'origine continentale n'a que partiellement comblé de profondes baies (côtes à « rias ») et les basses plaines alluviales se trouvent en retrait par rapport à la ligne générale du rivage.

Vers le Nord, au-delà de la presqu'île d'Ampasindava, les deltas du Sambirano et de la Mahavavy du Nord marquent à nouveau des avancées récentes du littoral.

L'agressivité du milieu morphoclimatique sur le versant occidental de l'Ile, le caractère saisonnier des crues, la pente relativement faible des basses vallées dans la couverture sédimentaire, l'immersion partielle de celles-ci par suite d'une variation récente du niveau de base marin, l'extension du plateau continental, sont autant de facteurs favorables à l'intensité des apports, à l'ampleur des phénomènes d'accumulation dans les bas-cours, à l'extension des plaines de niveau de base.

C'est donc aux basses plaines alluviales de l'Ouest et du Nord-Ouest qu'à trait la majeure partie de cette étude. (cfr fig. 1). Leur superficie totale atteint près d'un million et demi d'hectares. Dans la plupart de ces unités géographiques, il est à peine exagéré de dire que le continent malgache est en expansion. Le remblaiement alluvial se poursuit, et peut-être même s'accélère à l'époque actuelle. L'exemple le plus frappant est peut-être celui de l'estuaire de la Betsiboka où la charge solide apportée par le fleuve comble rapidement la baie de Bombetoka ainsi que l'ont montré les levés hydrographiques depuis le début du siècle. Dans la fosse de Katsepe, le remblaiement récent a atteint plus de 40 m d'épaisseur entre 1900 et 1950, et plus de 10 m en 20 ans dans le nouveau port Schneider.

Cependant, lors des reconnaissances pédo-agronomiques faites à différentes échelles pour la mise en valeur de ces régions, il nous a paru intéressant et utile de porter la « question alluviale » sur un plan plus général, et de rechercher la signification climatique et pédogénétique de l'alluvionnement en régime tropical pour des bassins versants étendus.

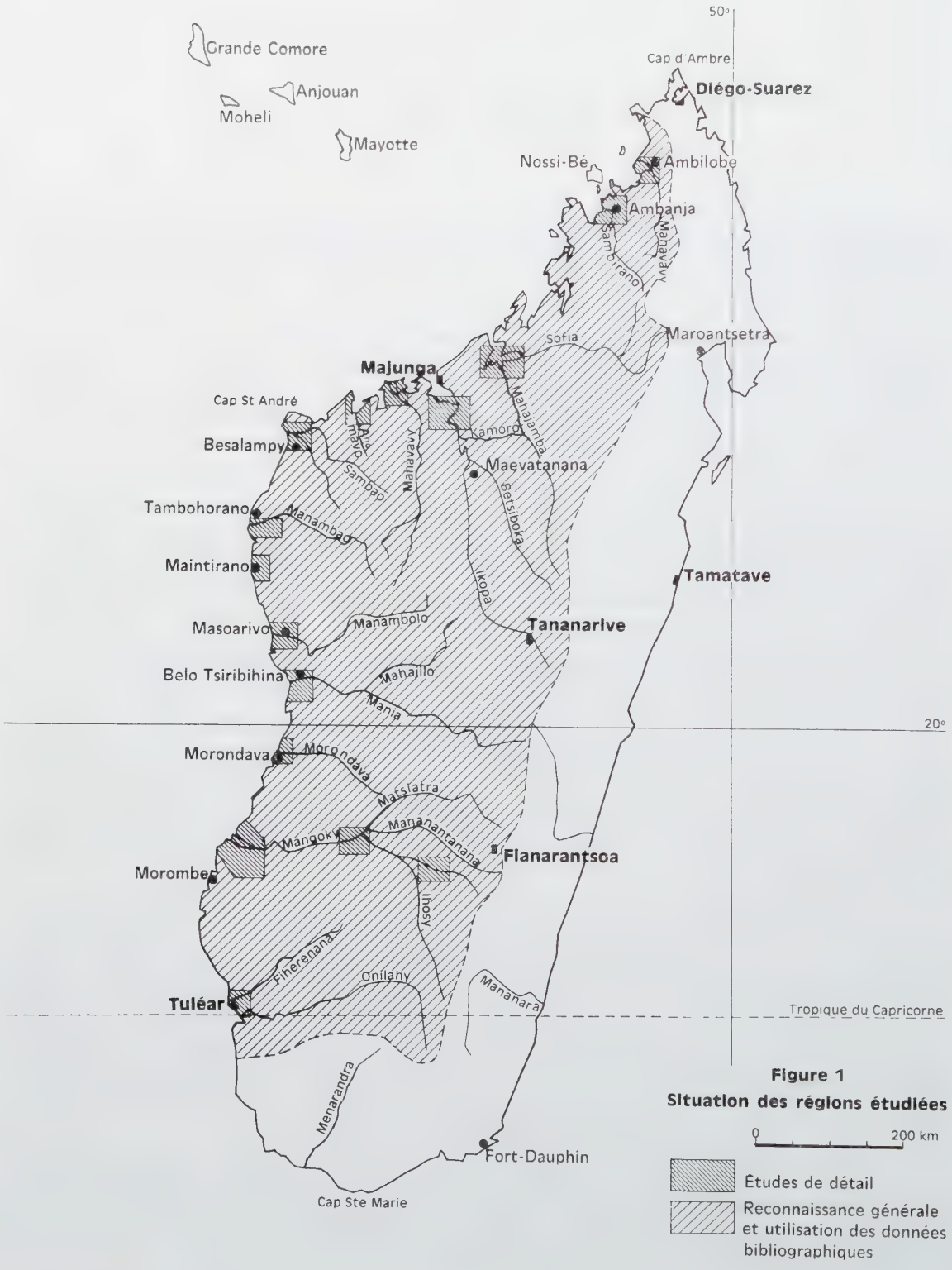


Figure 1
Situation des régions étudiées

En effet, la dynamique d'un bassin versant se reflète plus ou moins dans son alluvionnement : les dépôts alluviaux ont reçu, et conservent à des degrés divers, l'empreinte des conditions morphoclimatiques qui ont présidé à leur enlèvement et à leur dépôt [1]. A ces caractères originaux, se surimposent, dans certains cas, ceux d'une évolution liée aux conditions nouvelles de pédogenèse dans le site du dépôt.

Comme l'a souligné P. Birot, si l'on veut essayer de comprendre la nature des dépôts alluviaux et leurs relations avec l'énergie du relief et du climat, une enquête systématique s'impose. Dans le cadre malgache, compte tenu des moyens dont nous disposions, ce travail répond partiellement à ce besoin.

Si le principe de l'*actualisme* est toujours valable malgré certaines restrictions, il faut remarquer cependant que la période actuelle a été fortement influencée par les événements survenus lors du Pleistocène [2]. Ces événements, bien étudiés en Europe et dans certaines régions africaines, se réduisent le plus souvent à des hypothèses dans le cas de Madagascar. Aussi peut-il être intéressant de comparer le mode d'alluvionnement et l'évolution des dépôts récents et actuels aux caractères et à l'évolution de dépôts plus anciens, en particulier plio-quaternaires.

Les régions étudiées (cfr fig. 1) présentent un potentiel économique très important, sous réserve d'aménagements hydro-agricoles : avec l'amélioration des voies de communications, c'est certainement sur le versant occidental de la Grande Ile qu'il faut rechercher des régions nouvelles de développement pour l'Agriculture, aussi bien en matière de riziculture que de plantes industrielles.

Cependant, l'importance des recherches de base sur le milieu physique naturel est parfois sous-estimée, en particulier dans les pays en voie de développement : les travaux des spécialistes répondent souvent à des objectifs limités et sont alors destinés à parer au plus pressé.

Or, il n'existe pas de frontière stricte entre recherche de base et recherche appliquée. La solution de problèmes techniques ou économiques nés de l'aménagement pour la mise en valeur, est souvent directement conditionnée par l'existence de ces recherches de base.

Certes, il n'est pas question d'avoir ici épuisé le sujet de la sédimentation continentale dans le milieu naturel malgache, et les résultats que nous apportons sur le bilan de l'alluvionnement récent et actuel sont encore bien fragmentaires. Nous espérons seulement, en ce qui concerne Madagascar, avoir dans ce domaine, ouvert la voie à des recherches de synthèse, si utiles et fructueuses pour des disciplines voisines, bien qu'employant parfois des méthodes différentes, telles que Géologie, Hydrologie, Géomorphologie, Sédimentologie, Pédologie.

Sans accorder à l'une de ces disciplines des Sciences de la Terre une préséance qui ne dépend au fond sur le terrain que des applications pratiques envisagées, nous avons, en tant que pédologue, été amené à faire des incursions dans des domaines voisins de notre spécialité (avec le risque de multiplier les critiques). C'est à notre avis la meilleure façon de ne pas isoler l'objet étudié de son environnement géographique, et cela cadre bien avec le caractère de la Pédologie qui est essentiellement une *Science frontalière*, c'est-à-dire qu'elle unit les méthodes et procédés de plusieurs sciences.

[1] P. Birot (1955), p. 71, 142 et ss.
[2] H. et G. Termier (1960), préface pp. 1 et 2.

PREMIÈRE PARTIE

LE MILIEU NATUREL

CHAPITRE PREMIER

DÉFINITIONS

I. ALLUVIONS ET SÉDIMENTS

1 Terminologie

Le mot Alluvion (ou Alluvium) désigne à proprement parler un apport, un dépôt par l'eau courante. Ce terme ne s'applique pas en général aux dépôts lacustres ou marins pour lesquels on utilise le mot *Sédiments*.

Alors qu'on parle assez rarement de sédimentation fluviatile, on désigne généralement par *sédiments détritiques* les matériaux issus de l'érosion et transportés par les eaux courantes. Cela n'est que l'extension à la terminologie du principe selon lequel « l'érosion engendre la sédimentation » [1]. En fait, le terme de sédiment devrait désigner des matériaux déposés ou en cours de dépôt [2]. On peut donc parler par extension de *sédiments torrentiels ou fluviatiles*, et même si l'on ne se limite pas à l'eau comme agent de transport, de sédiments *éoliens* [3].

2 Limites de l'étude

Pour limiter notre champ d'investigations, nous nous en tiendrons à la sédimentation d'*origine continentale* telle que la définissent H. et G. TERMIER : « les sédiments continentaux sont essentiellement les produits de l'érosion », c'est-à-dire des matériaux détritiques auxquels on peut même adjoindre les substances dissoutes.

Bien entendu, ceci n'exclut pas les apports secondaires en fonction du milieu de sédimentation : dépôts fluvio-marins, néo-formations ou actions biologiques dans les sols alluviaux, par exemple.

[1] H. et G. TERMIER (1960 , p. 77.

[2] H. BAULIG (1956', p. 113.

[3] H. et G. TERMIER (1960', p. 139 et ss. Ces auteurs utilisent également les termes : sédiments volcaniques, glaciaires et même sédiments de haute montagne, bien qu'ils fassent la distinction entre *colluvions*, qui proviennent surtout de l'érosion des pentes et se déposent au pied de celles-ci, et *alluvions*, dépôts en général plus fins et mieux calibrés qui sont transportés au loin par les cours d'eau.

A noter que le Vocabulaire Multilingue de la Science du Sol donne pour le terme français alluvion une définition particulièrement large : matériau déposé à partir des eaux de la mer, des rivières ou des lacs (1960), p. 201.

G. PLAISANCE et A. CAILLEUX dans le Dictionnaire des Sols font de même et citent : alluvions fluviatiles, lagunaires, marines (1958), p. 15.

II. MILIEUX DE SÉDIMENTATION

Outre l'origine des matériaux et l'agent de transport, il est nécessaire de prendre en considération le « paysage », ce qu'à l'échelle géologique on appelle parfois les *milieux générateurs* [1]. Le mot « environment » des auteurs anglo-saxons traduit bien également cette notion [2].

La plupart des ouvrages généraux de sédimentologie ou de géomorphologie traitent des milieux littoral, deltaïque, lagunaire et estuarien. La plate-forme continentale constitue, du point de vue sédimentaire, le milieu néritique, et le talus le milieu bathyal.

En principe à un milieu donné doivent correspondre un ou plusieurs types de sédiments caractéristiques, mais la variété des conditions naturelles et des formes d'accumulation obligent souvent à subdiviser. C'est ainsi que dans le milieu fluvial on distinguera les dépôts de piedmont de ceux des vallées, dans le milieu lacustre les lacs salés et les lacs d'eau douce, dans le milieu marécageux les marais lacustres, les marais fluviaux, les marais maritimes.

CLASSIFICATION DES MILIEUX DE SÉDIMENTATION
(« environments » d'après W. H. Twenhofel)

Milieu continental
- Terrestre
  - Désertique
  - Glaciaire
- Aquatique
  - Fluvial
    - Piedmonts
    - Fonds de vallées
  - Palustre
    - Marais lacustres
    - Marais fluviaux
    - Marais de plaines
    - Marais paraliques
  - Lacustre
    - Lacs d'eau douce
    - Lacs salés
  - Sous-terrain

Milieu mixte (continental et marin)
- Littoral
- Deltaïque
- Lagunaire
- Estuarien

Milieu marin
- Néritique
- Bathyal
- Abyssal

Nous donnons ci-après une classification des sédiments actuels [3] qui tient compte à la fois du milieu de sédimentation et des agents de transports ou de dépôt. La classe I correspond au domaine continental, la classe II au domaine marin, la classe III à un domaine mixte, à la fois continental et marin.

[1] G. Routhier (1956), pp. 3-34-3. Le milieu générateur, ou somme des conditions ayant présidé à la formation d'un sédiment ou d'une roche sédimentaire, a comme résultante en Géologie la notion fondamentale de faciès (lithofaciès ou biofaciès).

[2] Cfr notamment Ph. H. Kuenen (1950), p. 312 et ss. et W. H. Twenhofel (1950), p. 53 et ss.

[3] Ch. Pomerol et R. Fouet (1953), p. 62 et ss.

CLASSIFICATION DES SÉDIMENTS ACTUELS
(d'après Ch. POMEROL et R. FOUET)

I. Sédimentation sur les terres émergées :

— sédiments dûs à la seule gravité (éboulis);
— sédiments transportés par gravité avec intervention de l'eau (glissements);
— sédiments dûs au transport par la glace;
— sédiments dûs au transport par le vent;
— sédiments dûs au transport par l'eau courante;
— sédiments détritiques lacustres;
— sédiments biologiques ou chimiques.

II. Sédiments de mers profondes.

III. Sédiments de la « marge continentale » :

— sédiments fluvio-marins;
— sédiments de rivage;
— sédiments lagunaires;
— dépôts du plateau continental;
— dépôts d'organismes constructeurs.

Étudiant les produits de l'érosion sur le versant occidental malgache, nous nous intéresserons surtout aux sédiments dûs au transport par l'eau courante d'une part, aux sédiments fluvio-marins d'autre part. Les sédiments éoliens et de rivage, les sédiments lacustres, les dépôts du plateau continental seront étudiés plus sommairement.

Notre travail ayant pour principal objectif de dresser un bilan au moins qualitatif des actions du couple érosion-sédimentation pendant les périodes récente et actuelle, ce choix se justifie, encore que, pour des raisons matérielles, les résultats obtenus pour les dépôts du plateau continental soient très succincts et limités à des aires géographiques restreintes.

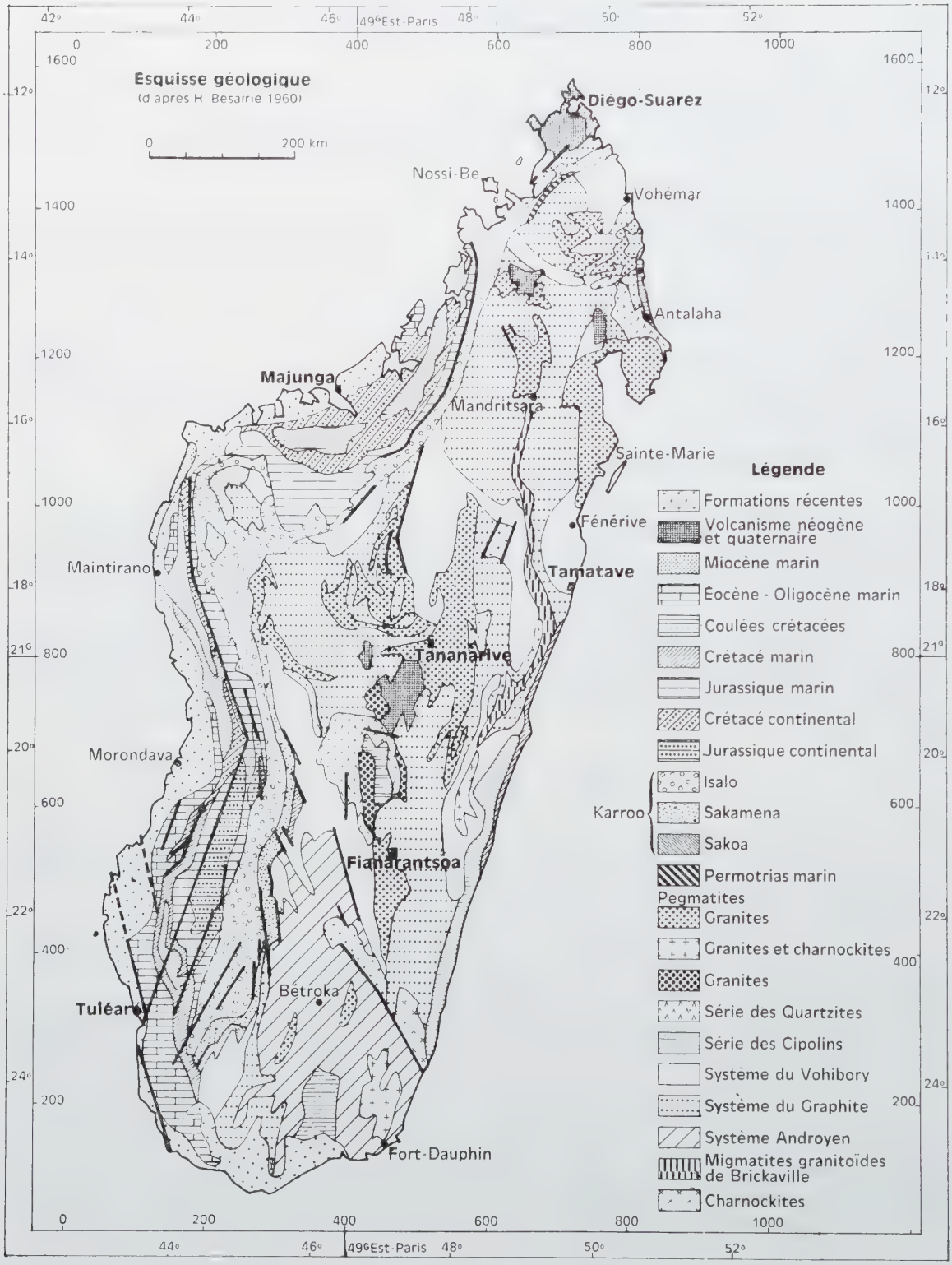
III. SOLS ALLUVIAUX

Dans l'étude des milieux de sédimentation, il convient d'envisager l'évolution pédogénétique récente qui, compte tenu de l'« héritage » acquis par les matériaux déposés, prépare ou modifie le faciès de la future roche sédimentaire.

Par ailleurs, dans l'étude des sols alluviaux, Pédologie et Sédimentologie sont étroitement liées et il est courant d'appeler Horizons les couches successives d'alluvions, même si celles-ci ne présentent aucune trace d'évolution pédogénétique [1].

Nous n'aborderons pas pour l'instant les problèmes de nomenclature de classification des sols. Rappelons qu'en Science du Sol, le terme *sol alluvial* correspond en général à des sols jeunes ou peu évolués, formés dans des plaines de niveau de base. Nous l'appliquerons à des sols formés à partir de matériaux amenés ou déposés par un fleuve ou une rivière. Ces sols auront par conséquent un *matériau originel* semblable par son mode de formation sinon par ses propriétés, sans que cela préjuge de leur degré d'évolution ou de leur type génétique, lesquels sont fonction de l'ancienneté du dépôt et du milieu de sédimentation.

[1] J. BOULAINE (1957), pp. 472-473.


Esquisse géologique
(d'après H. Besairie 1960)
0 200 km
Diégo-Suarez
Nossi-Be
Vohémar
Antalaha
Majunga
Mandritsara
Sainte-Marie
Fénérive
Tamatave
Maintirano
Tananarive
Morondava
Fianarantsoa
Betroka
Tuléar
Fort-Dauphin
Légende
Formations récentes
Volcanisme néogène et quaternaire
Miocène marin
Eocène - Oligocène marin
Coulées crétacées
Crétacé marin
Jurassique marin
Crétacé continental
Jurassique continental
Karroo
Isalo
Sakamena
Sakoa
Permotrias marin
Pegmatites
Granites
Granites et charnockites
Granites
Série des Quartzites
Série des Cipolins
Système du Vohibory
Système du Graphite
Système Androyen
Migmatites granitoïdes de Brickaville
Charnockites
42° 44° 46° 49°Est-Paris 48° 50° 52°
0 200 400 600 800 1000
1600 1400 1200 1000 800 600 400 200
12° 14° 16° 18° 21°G 20° 22° 24°

CHAPITRE II

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL

I. CONDITIONS FAVORABLES À L'ALLUVIONNEMENT

La côte ouest malgache, de Morombe au Cap Saint-André, présente deux larges courbures dues à l'avancée des couches sédimentaires vers l'Est (cfr fig. 2), transgressives sur le socle ancien métamorphique — Bassins de Morondava et de Majunga. En outre, les grandes directions des mouvements tectoniques (cfr fig. 3) accentuent cette allure générale [1].

Les causes de la prépondérance des apports et des dépôts alluviaux sur le versant occidental sont : la dissymétrie même du relief de l'Ile qui entraîne une extension plus grande des bassins versants des rivières occidentales — l'agressivité du milieu morphoclimatique avec phénomènes d'érosion accélérée (climat à saison sèche marquée et végétation dégradée) — la grande extension des zones côtières de basse altitude et du plateau continental conséquence du faible pendage des couches sédimentaires vers le Canal de Mozambique (sur la côte est, qui doit son aspect d'ensemble à d'importants accidents tectoniques, les fonds s'accroissent rapidement à proximité du littoral).

L'existence de nombreuses plaines alluviales d'une grande étendue à l'Ouest est due principalement au fait que les rivières occidentales ont dans la région côtière un profil en long assez abaissé, avec tendance généralisée au remblaiement et divagations latérales. Cela est le résultat de l'ennoyage récent de vallées plus anciennes. Cependant, pour les cours d'eau dont le bassin versant s'étend en partie dans le socle métamorphique — cours d'eau à bassin versant mixte — l'importance de l'alluvionnement dans les vallées principales est déjà très marquée dès leur sortie du massif ancien. En effet, la très importante rupture de pente qui existe dans les profils en long au niveau de la dépression périphérique [2], constitue un niveau de base local en aval duquel le rapport charge/débit augmente considérablement (cfr 2[e] partie-chap. VI).

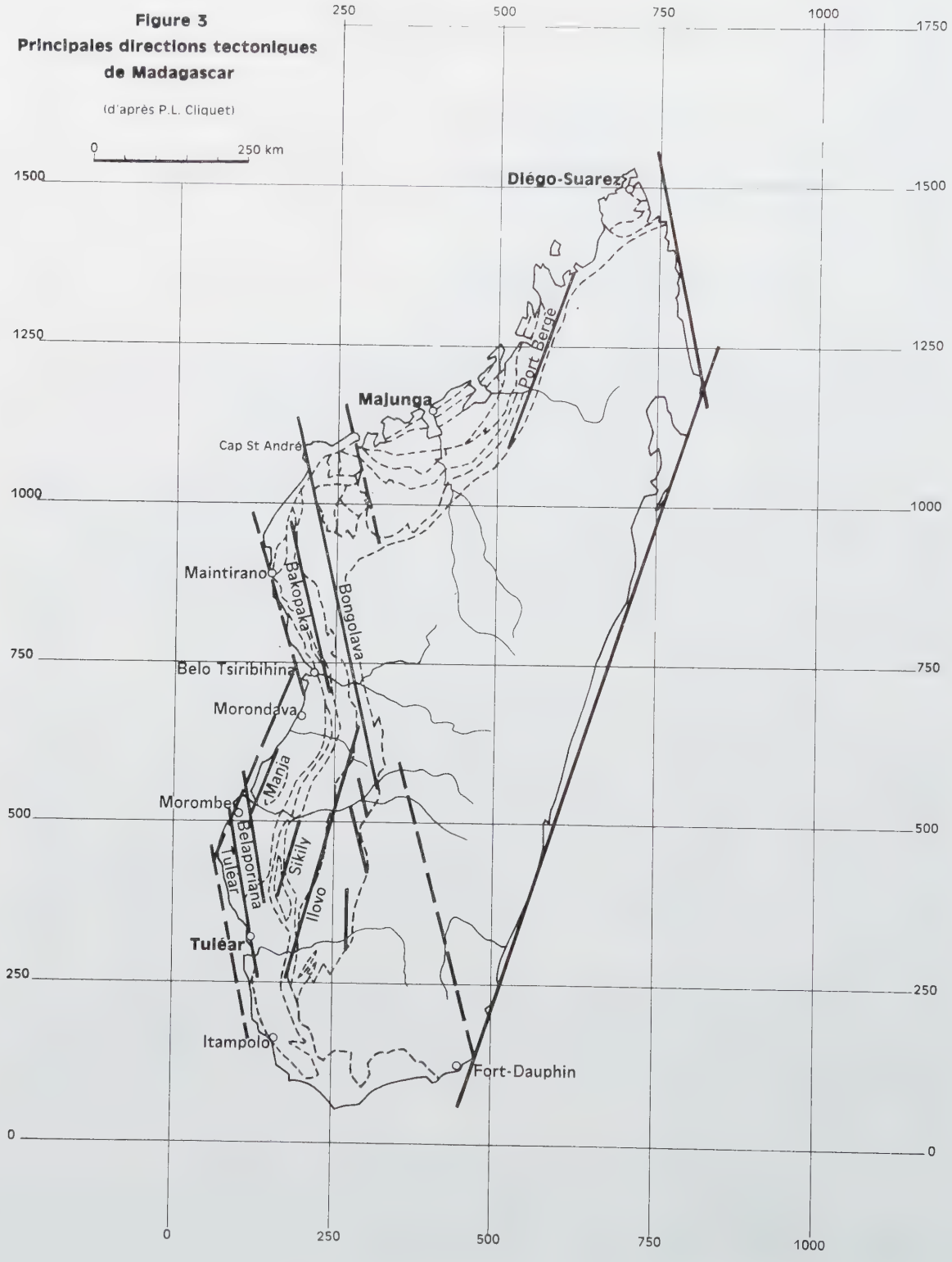
L'importance de ces basses plaines alluviales est fonction de l'encaissement de la vallée originale (régressions), de la rapidité du remblaiement fluviatile ou fluvio-marin ultérieur (transgressions et importance des apports fluviaux), de l'intensité de l'érosion dans les bassins versants (érosion actuelle en grande partie anthropogène) et du régime hydrologique (caractère saisonnier des crues).

[1] P.L. Cliquet (1957).

[2] Cette dépression est aussi appelée Vallée permo-triasique par H. Perrier de la Bathie (1921) ou Couloir sakaménien par H. Besairie (1954).

Figure 3
Principales directions tectoniques de Madagascar

(d'après P.L. Cliquet)



II. L'EXTENSION DES SURFACES ALLUVIALES

1 Région ouest :

Au moins dans les parties méridionale et centrale du Bassin de Morondava, la plus grande partie des surfaces alluviales est aménagée au sein des formations pliocènes sablo-gréseuses d'origine continentale, relativement peu résistantes et d'épaisseur inégale. En amont de ces formations, les vallées sont souvent plus étroites et parfois encaissées. Ainsi le Mangoky traverse par une vallée en gorges et parfois à méandres encaissés, les terrains gréso-calcaires de l'Isalo supérieur, du Jurassique supérieur et les calcaires marins de l'Eocène.

Au sud du Mangoky, le Fiherenana franchit ces mêmes calcaires éocènes par des gorges profondes et c'est en aval de celles-ci que la rivière a construit la plaine de Tuléar. Plus au Sud encore, l'Onilahy franchit cette même série calcaire dans une vallée à beaux méandres encaissés.

Au nord du Mangoky, les affleurements éocènes sont beaucoup moins larges et relayés morphologiquement par les couches du Crétacé moyen gréseux surtout continental que traversent par des gorges la Morondava et la Tsiribihina. La Tsiribihina franchit également par des gorges les calcaires massifs du Jurassique moyen (plateau du Bemaraha). C'est également en aval de très pittoresques gorges dans les calcaires jurassiques que, plus au Nord, le Manambolo commence à élargir sa vallée.

Les zones de confluence de la dépression périphérique et celles des vallées affluentes aménagées dans les couches tendres de la série sédimentaire sont les lieux préférentiels de l'alluvionnement récent et actuel. Citons parmi les plus importantes, les plaines de Mahasoa, de Beroroha et de Vondrove sur le Bas-Mangoky, celles de Miandrivazo, d'Ankalalobe et du Bemarivo sur la Basse Tsiribihina.

Dans la zone côtière, lorsque les apports fluviatiles sont très abondants et le remblaiement suffisamment important pour que les alluvions occupent une grande partie de l'ancienne vallée principale et les basses vallées secondaires affluentes, il peut se constituer, en aval de la plaine de niveau de base, une plaine deltaïque proprement dite, dessinant une avancée sur la ligne de rivage — c'est l'avancée qui est le critère pour un delta [1]. C'est le cas pour les fleuves Mangoky et Tsirihibina. Le Fiherenana, la Morondava, le Manambolo et la Manambaho ont construit des deltas embryonnaires. L'Onilahy ne présente pas de surface alluviale émergée en aval de sa vallée en gorges du fait de l'existence d'un canyon sous-marin non comblé à son embouchure.

Dans la partie septentrionale du bassin de Morondava, les coulées basaltiques crétacées prennent une grande extension, et c'est après les avoir traversées en cours sinueux et encaissés que les rivières Namela et Demoka ont construit la basse plaine alluviale de Maintirano. La rivière Manambaho (au sud de Tambohorano) et un peu plus au sud la rivière Ranobe ont formé des basses plaines beaucoup moins étendues (déblaiement réduit dans les formations pliocènes) après également avoir franchi les coulées basaltiques anciennes.

Enfin au sud du Cap Saint-André, la plaine de Besalampy, formée par les apports des rivières Sambao et Maningoza, correspond à un ancien golfe aménagé dans les formations pliocènes et l'Isalo.

[1] A. GUILCHER (1954), pp. 75-91.

2 Région nord-ouest :

Dans le bassin de Majunga, on peut, du point de vue de l'alluvionnement récent, distinguer deux secteurs :

— Entre le Cap Saint-André et la presqu'île d'Ampasindava, la sédimentation fluviatile récente n'a que partiellement comblé de profonds estuaires. Ceux-ci correspondent à d'anciennes vallées ennoyées par la dernière transgression et particulièrement larges dans les séries crétacées supra-basaltiques, éocènes et miopliocènes, du fait que l'ennoiement a également intéressé les dépressions monoclinales du système de « cuestas » de la couverture sédimentaire.

Ainsi, la Betsiboka (baie de Bombetoka), la Mahajamba et la Sofia (baie de la Mahajamba), ont formé de véritables *deltas intérieurs*. La Mahavavy du Sud a pratiquement comblé l'ancienne baie de Boeni et son delta commence à faire saillie sur la ligne de rivage. Plus à l'Ouest, la baie de Baly est également en voie de remblaiement, mais les surfaces alluviales émergées, dues en particulier aux apports de la rivière Andranomavo, sont encore limitées à la partie méridionale de cette baie.

Les grands axes du réseau hydrographique traversent les séries résistantes basaltiques ou crétacées par des vallées encaissées, mais on observe aussi en amont dans les dépressions subséquentes (par exemple la vallée du Kamoro, la plaine d'Ambato-Boeni) ou dans la dépression périphérique (plaine de Maevatanana, plaines de Port-Bergé, plaines d'Antsohihy) de très importantes surfaces alluviales.

— Entre la presqu'île d'Ampasindava et le Cap d'Ambre, les basses vallées sont étroites. La largeur de la couverture sédimentaire émergée est plus réduite que dans le secteur précédent, mais en avant de celle-ci, les rivières importantes comme le Sambirano et la Mahavavy du Nord ont formé par leurs apports de véritables plaines deltaïques.

3 Estimation des superficies alluviales

Les chiffres que nous donnons dans le tableau I sont approximatifs, mais donnent une bonne idée de la répartition et de l'étendue des principales surfaces alluviales sur le versant occidental malgache. Dans le calcul des superficies, nous avons englobé les petites surfaces lacustres et les lits apparents actuels. Nous avons utilisé comme document de base l'excellente carte régulière au 1/100.000e.

III. LES INFLUENCES STRUCTURALES

La physionomie des bassins versants que drainent les fleuves et rivières citées ci-dessus et leurs affluents, est conditionnée par la structure géologique du versant occidental de l'Ile (cfr fig. 2).

Dans la couverture sédimentaire transgressive sur le socle ancien métamorphique, le relief est composé d'une série de surfaces structurales plus ou moins bien conservées, lesquelles aboutissent à des abrupts d'érosion à corniches — relief classique de *côtes*. En gros, à travers

Tableau I

SUPERFICIE DES BASSES PLAINES ALLUVIALES DU VERSANT OCCIDENTAL MALGACHE

Nord-Ouest Cours d'eau/localités	Superficies (en ha)	Ouest Cours d'eau/localités	Superficies (en ha)
Mahavavy-Nord/Ambilobe	140.650	Sambao-Maningoza/Besalampy	72.250
Delta du Sambirano/Ambanja	38.400	Manambaho-Tambohorano	22.250
Moyenne vallée du Sambirano	13.600	Plaine de Maintirano	45.300
Loza/Plaines d'Antsohihy	89.500	Plaine de Soahanina	38.700
Sofia/Port-Bergé	27.000	Plaine du Manambolo	76.250
Mahajamba	145.900	Delta de la Tsiribihina	60.150
Kamoro/Ambato-Boéni	54.450	Moyenne vallée de la Tsiribihina	81.100
Delta de la Betsiboka	73.250	Basse vallée et delta de la Morondava	50.200
Betsiboka/Marovoay	40.750	Delta du Mangoky/Plaine de Vondrove	162.150
Betsiboka/Maevatanana	28.300	Moyenne vallée du Mangoky	18.200
Delta et Moyenne vallée de la Mahavavy du Sud	83.800	Moyenne vallée de l'Onilahy	37.950
Andranomavo/Soalala	11.000	Delta du Fiherenana/Tuléar	15.500
TOTAL = 746.600 ha		TOTAL = 680.000 ha	

TOTAL GÉNÉRAL = 1.426.600 Hectares

ces surfaces, les axes principaux du réseau hydro-graphique ont un tracé conséquent — percées *cataclinales* — et dans une certaine mesure les affluents secondaires suivent des directions monoclinales, c'est-à-dire parallèles à la direction des couches.

Au nord du bassin de Morondava, les principales falaises structurales sont [1] : la falaise calcaire jurassique dont l'altitude varie entre 900 et 400 m du nord au sud (plateau du Bemaraha) et qui domine parfois la dépression isalienne de 400 à 500 m [2], l'escarpement du Crétacé moyen gréseux qui atteint 500 m et celui des basaltes (plateau de Mailaka) qui culmine à 375 m. A ces accidents topographiques s'ajoutent un certain nombre de côtes secondaires plus localisées, en particulier dans les terrains de l'Isalo et du Jurassique. Dans le sud du Bassin, la série de l'Isalo constitue des massifs profondément disséqués par l'érosion (région du Makay et de l'Isalo) : ceux-ci dominent de 2 à 300 m le couloir sakaménien avec une altitude moyenne oscillant entre 900 et 1100 m. On retrouve, mais plus discontinus et moins étendus, en allant de l'est vers l'ouest, les escarpements calcaires et basaltiques auxquels succède la falaise du plateau éocène dont la limite occidentale est également abrupte (réseau de failles).

Vers l'Est, la région sédimentaire est limitée par un grand escarpement cristallin (le Bongolava) assez varié dans le détail dont l'altitude dépasse parfois 1000 m et dominant nettement la dépression permo-triasique dont l'altitude moyenne ne dépasse guère 150 à 200 m. C'est au voisinage de cet escarpement que se produit la brusque rupture de pente dans les profils en long des cours d'eau à bassin versant mixte dont nous avons déjà parlé.

[1] V. HOURCQ (1950).
[2] H. BESAIRIE (1954), p. 133.

Il semble que cet escarpement soit antérieur aux plus anciens dépôts du Karroo et ait été partiellement fossilisé par ces derniers [1], des accidents tectoniques ayant pu jouer par la suite dans la zone de contact — par exemple dans le moyen bassin du Mangoky.

Dans le bassin de Majunga, de la zone anticlinale du Cap Saint-André à la presqu'île d'Ampasindava, le relief de côtes est également bien développé, avec à l'ouest de la Betsiboka — bassin de Sitampiky — une extension plus grande des surfaces structurales par suite des pendages plus faibles des couches sédimentaires. Dans cette région, les grès de l'Isalo forment une large dépression entre le massif cristallin et les falaises jurassiques (plateaux calcaires de l'Ankara, du Kelifely, de l'Iakavaho et de Namorona) ou crétacées (grès de l'Ankarafantsika) hautes de plusieurs centaines de mètres [2]. Les basaltes crétacés (plateau d'Antanimena) et les calcaires du Crétacé supérieur ont donné également naissance à des « cuestas » bien développées et régulières. Toutes les grandes rivières du Nord-Ouest franchissent la plupart de ces surfaces structurales par des cours plus ou moins sinueux et encaissés.

Au nord de la presqu'île d'Ampasindava ne subsiste guère comme obstacle au réseau hydrographique que les grès de l'Isalo qui forment ici une côte. Les séries sédimentaires plus récentes (Eocène et Pliocène) n'interviennent pratiquement pas dans la composition des bassins versants des cours d'eau du Nord-Ouest, exception faite dans une faible mesure pour la Mahavavy du Sud et l'Andranomavo.

Sur le versant Nord-Ouest, la transition d'altitude entre massif ancien et couverture sédimentaire est souvent moins brutale que dans l'Ouest proprement dit, l'altitude s'élevant progressivement jusqu'à 500 ou 600 m : Bongolava de la Mahavavy du Sud, Basses Collines de Maevatanana, Bas-Plateaux de la moyenne Mahajamba, de l'Androna et de l'Andrabanja. Le changement de pente dans les profils en long des cours d'eau n'en demeure pas moins très marqué.

A l'ouest du Bas-Sambirano, l'altitude s'élève rapidement vers le massif du Tsaratanana, point culminant de l'Ile à 2876 m.

Parmi les fleuves et rivières du versant occidental malgache ayant constitué d'importantes plaines de niveau de base, deltaïques ou non, le Mangoky, la Tsiribihina, la Mahajamba, la Sofia, ont la plus grande partie de leur bassin versant dans le massif cristallin (cfr 2e partie, chap. VI). Les bassins versants du Sambirano et de la Mahavavy du Nord s'étendent en quasi-totalité dans le socle. Par contre, les roches sédimentaires dominent dans les bassins versants de la Manambaho, du Ranobe, de la Sambao et de la Mahavavy du Sud. Enfin, des cours d'eau de moindre importance comme le Fiherenana, la Maharivo, la Morondava, la Demoka et la Namela, l'Andranomavo, ont la totalité de leur bassin versant dans la couverture sédimentaire.

C'est donc dans la partie amont des bassins versants du premier groupe de cours d'eau cités ci-dessus qu'on observera le paysage uniforme dans son ensemble, mais combien varié dans le détail, de la zone dite des *Hauts-Plateaux*. Il s'agit de collines ou de reliefs assez disséqués, avec une épaisse écorce d'altération plus ou moins continue. Les phénomènes d'érosion accélérée y sont fréquents — le mot malgache *lavaka* qui signifie « trou » est appliqué souvent à une forme d'érosion en ravins particulièrement spectaculaire — et il y subsiste

[1] P. L. Cliquet (1952).
[2] H. Besairie (1954), p. 69.

souvent des reliefs de dénudation : mornes granitiques, chaînes quartzitiques, complexes éruptifs basiques ainsi que des surfaces d'érosion plus ou moins anciennes qui, lorsqu'elles dominent le paysage environnant, sont appelées localement *tampoketsa*.

La partie la plus occidentale du socle ancien présente d'ailleurs une morphologie encore plus variée et les influences lithologiques s'y font davantage sentir par suite d'une couverture d'altération moins épaisse et plus discontinue. Dans cette zone appelée parfois « Domaine intermédiaire » [1], les granites, quartzites ou roches basiques dominent les crêtes subméridiennes des structures gneissiques. On y observe également d'importantes dépressions tectoniques ou des surfaces d'aplanissement dont l'altitude moyenne varie entre 700 et 900 m : telles la surface de la Zomandao et les dépressions de Tsitondroïna et d'Ikalamavony dans le bassin du Mangoky, les surfaces de Mandoto, de Belobaka et de la Sakay dans le bassin de la Tsiribihina, la dépression de Tsiroanomandidy dans le bassin du Manambolo, celle de Kiranomena dans le haut bassin de la Mahavavy du Sud.

Dans les bassins du Sambirano et de la Mahavavy du Nord, les altitudes élevées du massif du Tsaratanana — pointements volcaniques sur la grande dorsale sensiblement Nord-Sud [2] — ont pour conséquence des reliefs très disséqués qui s'apparentent aux reliefs *polyédriques* de la zone forestière du versant oriental de l'Ile [3].

[1] A. Emberger (1955).
[2] J. Dietrich in H. Besairie (1954).
[3] Terme utilisé par P. Brenon (1953) pour désigner un ensemble de crêtes et talwegs présentant un aspect caractéristique en plis d'accordéon. Sur ce type de morphologie cfr également J. Hervieu (1960), p. 17.

CHAPITRE III

LES FACTEURS DE DIFFÉRENCIATION MORPHOCLIMATIQUE

I. LES GRANDS TYPES DE CLIMATS

La nature, le mode de dépôt et l'évolution pédologique des alluvions sont en relation directe avec les facteurs climatiques. D'un point de vue général, le versant occidental malgache possède un climat de type tropical normal, à saison sèche marquée — avril à octobre — avec précipitations d'été et sécheresse d'hiver. La région du Sambirano jouit d'un climat plus proche de celui de la côte orientale avec une saison sèche nettement atténuée.

1 Le climat de la Côte Ouest :

Les basses plaines alluviales de l'Ouest et du Nord-Ouest et les parties de leurs bassins versants situées dans les terrains sédimentaires appartiennent à la région climatique dite de la Côte Ouest [1].

Cette région se caractérise par une température moyenne annuelle variant entre 24 et 27 °C. La pluviométrie moyenne annuelle diminue du Nord au Sud : alors que les bassins versants situés à l'ouest du Tsaratanana reçoivent des pluies assez abondantes — 1,8 à 2 m — la pluviosité moyenne varie entre 1,0 et 1,6 m dans le Nord-Ouest, entre 0,5 et 1 m dans le bassin de Morondava.

Plus au Sud, le Bas-Mangoky et la région de Morombe font transition avec la région climatique dite de l'Extrême-Sud : la pluviométrie moyenne peut descendre aux environs de 400 mm, avec de fortes irrégularités d'une année à l'autre, une saison sèche particulièrement bien marquée et un maximum de précipitations en janvier-février.

A la région climatique de la Côte Ouest appartiennent la totalité du bassin versant du Fiherenana, une partie importante des bassins versants du Mangoky et de la Morondava. Seules en font partie les basses vallées des autres rivières et fleuves plus septentrionaux : Tsiribihina, Manambolo, Demoka, Sambao, Andranomavo, Mahavavy du Sud, Betsiboka, Mahajamba, Sofia. La plus grande partie des bassins versants de ces cours d'eau appartient à la région climatique dite des Hauts-Plateaux.

[1] J. RAVET (1952).

2 Le climat des Hauts-Plateaux

Cette région climatique empiète nettement dans le Sédimentaire au Nord-Ouest et au-dessous de l'axe anticlinal du Cap Saint-André. Plus au sud, à partir de la latitude de Maintirano, la limite entre la région climatique de la Côte Ouest et celle des Hauts-Plateaux correspond approximativement à celle du socle ancien (variation brutale de l'altitude).

Dans cette région, la température moyenne annuelle varie entre 10° et 22° et la hauteur des pluies entre 1,0 et 1,8 m (exceptionnellement 2 m) avec des variations locales importantes selon l'exposition et l'altitude.

Il convient d'apporter quelques nuances au schéma précédent : ainsi au voisinage de la côte, les écarts thermiques sont réduits par l'influence de la mer, mais l'amplitude diurne de la température reste notable (6 à 11 °C en moyenne). Vers l'intérieur, cette amplitude peut atteindre en moyenne 15 °C (nuance continentale). De plus, si la précipitation annuelle diminue assez rapidement de l'est vers l'ouest dans la partie méridionale du bassin de Morondava, par contre la précipitation maximale journalière est plus élevée dans les parties basses des bassins versants de cette région où les pluies sont plus irrégulières et violentes.

La carte climatique de Madagascar établie d'après les critères de THORNTHWAITE [1] montre la variation des facteurs climatiques d'est en ouest, compte tenu de la densité actuelle des relevés météorologiques (cfr fig. 4). Dans cette classification, les zones *semi-aride et subhumide* semblent le mieux correspondre à la région climatique de la Côte Ouest, la zone *humide* à la région dite des Hauts-Plateaux, la zone *aride* à celle dite de l'Extrême-Sud. On voit sur cette carte que la zone subhumide empiète nettement en réalité sur le massif ancien dans la moitié sud de l'Ile, en particulier dans le haut bassin versant du Mangoky.

II. LES DIVISIONS MORPHOCLIMATIQUES

Les grandes régions climatiques définies ci-dessus par des critères relativement lâches correspondent cependant à des tendances assez nettes du point de vue morphoclimatique.

En effet, la région des Hauts-Plateaux appartient à la *zone boisée intertropicale*, où les températures restent toujours chaudes — on ne tient pas compte ici de la zonation d'altitude dans les massifs volcaniques où les très hauts reliefs centraux des Hauts-Plateaux — et l'humidité assez abondante pour permettre un écoulement fluviatile [2], et plus particulièrement au *Domaine des Savanes* de cette zone. Mais sur le versant occidental malgache, la couverture végétale se réduit le plus souvent à une pseudo-steppe de graminées, bien qu'il existe de rares survivances de la végétation forestière d'origine constituée par une forêt basse sclérophylle. Celle-ci aurait recouvert autrefois la plus grande partie des bassins de réception des fleuves et rivières de ce versant entre 800 et 3000 m [3].

Dans ce domaine morphoclimatique, le régime saisonnier des pluies est contrasté mais assez régulier, le ruissellement y est important. Les actions anthropiques y sont considérables,

[1] J. RIQUIER (1958).
[2] J. TRICART et A. CAILLEUX (1955), pp. 210-218.
[3] H. HUMBERT (1949), p. 39.

Régions climatiques
(Classification Thornthwaite)
(d'après J. Riquier)

en particulier par l'intermédiaire des « feux de brousse » : les incendies annuels ne laissent place qu'à une maigre prairie secondaire d'espèces pyrophiles, d'aspect steppique. Il en résulte des phénomènes d'érosion accélérée dont certaines formes — érosion en « lavaka » — sont favorisées par la grande épaisseur de l'écorce d'altération.

La région de la Côte Ouest appartient à la *zone sèche des tropiques et des latitudes moyennes*, zone morphoclimatique caractérisée par une sécheresse plus grande, une certaine irrégularité dans les précipitations, des rivières à cours instable ou en grande partie à sec (exception pour les rivières alimentées sur les Hauts-Plateaux). Le ruissellement est moins généralisé mais plus brutal que dans la zone précédente.

Cependant, dans cette zone également le versant occidental malgache constitue un cas un peu particulier. En effet, la végétation climacique n'est pas ici la steppe ou la steppe boisée, mais une forêt sèche tropophile à feuillage partiellement ou totalement caduc [1].

Au sud du Mangoky, la sécheresse augmentant, cette forêt est remplacée peu à peu, selon les conditions édaphiques, par un bush xérophile [2,3]. Attaquée également par les feux cette végétation forestière de l'Ouest est remplacée par une brousse arbustive secondaire ou une prairie haute de graminées sur les sols les plus riches — en particulier sur les sols alluviaux — par une pseudo-steppe plus ou moins arborée (aspects variés de savanes) sur les sols pauvres [1].

III. APERÇU HYDROLOGIQUE

Les facteurs climatiques interviennent d'une manière primordiale dans le régime hydrologique des fleuves et rivières du versant occidental malgache. Ce régime intervient lui-même sur l'alluvionnement — en particulier sur la structure des séries alluviales — surtout dans les basses plaines alluviales où les modifications de cours sont assez fréquentes.

On a pu parler également de régime hydrologique de la Côte Ouest [4]. Ce régime est caractérisé par des crues très brutales et des montées assez rapides, au moins sur les bassins versants pas très étendus. Sur les grands bassins versants — c'est le cas en particulier du Mangoky, de la Tsiribihina et de la Betsiboka — l'effet modérateur du régime des Hauts-Plateaux se fait sentir en atténuant les pointes de crues et en étalant les forts débits dans la zone sédimentaire (régime mixte).

Sur le versant occidental, les débits ne sont bien connus que pour un certain nombre de stations des bassins versants du Mangoky, de la Betsiboka et du Sambirano, depuis l'étiage jusqu'à un niveau moyen du plan d'eau.

Les débits de crues sont difficiles à mesurer, même avec des moyens puissants, à cause de la rapidité et de la violence des crues. Sur les rivières de moindre importance et à fond très instable, telles par exemple la Fiherenana et la Morondava, les observations de hauteurs d'eau présentent peu d'intérêt et l'évaluation des débits est très délicate [5].

[1] H. Humbert (1927).
[2] H. Perrier de la Bathie (1921 a).
[3] R. Decary (1930).
[4] Pelleray (H.) (1954).
[5] M. Aldegheri (1961).

Sauf pour des fleuves comme la Tsirihibina et la Betsiboka qui s'alimentent en grande partie sur les Hauts-Plateaux, les débits d'étiage sont maigres — très faibles à nuls pour les petits bassins versants — et décroissent généralement vers l'aval leur alimentation provenant principalement des Hauts-Plateaux ou du pourtour du massif ancien. Cet aréisme saisonnier est plus marqué au sud de la Tsiribihina [1], où par suite de la saison sèche très marquée, la fin de la saison des pluies commande l'origine de la courbe de tarissement.

IV. LE RÉGIME DES VENTS

L'alizé du sud-est, vent principal de Madagascar, surtout actif pendant l'hiver austral, ne rencontre pas de hauts reliefs dans l'Ouest et prend l'allure d'un fœhn [1]. Les côtes ouest et Sud-Ouest restent cependant en dehors du domaine de cet alizé et l'on observe en juillet, de Maintirano à Tuléar, des vents dominants de sud-ouest et d'ouest.

Durant l'été austral, le domaine occidental de l'Ile est soumis à un vent du nord-ouest appelé parfois « Mousson du Mozambique » et en janvier, Madagascar se trouve dans la zone de convergence intertropicale. Les précipitations tombent alors le plus souvent sous forme d'orages violents caractéristiques des pays tropicaux. Mais les invasions de ce vent de mousson n'atteignent qu'exceptionnellement Morondava [2]. A Tuléar, on observe au sol toute l'année des vents du sud-ouest dominants. Enfin, un courant supérieur d'ouest provoque parfois, et surtout en hiver, des précipitations dans le Sud-Ouest et le Sud.

Par ailleurs, les cyclones et typhons tropicaux, nés au contact de la mousson et du front des alizés, ont des actions très importantes dans les bassins versants des Hauts-Plateaux, mais parfois aussi sur la Côte Ouest elle-même.

Les brises de terre et de mer sont particulièrement nettes sur la Côte Ouest abritée de l'alizé et dont l'arrière-pays présente une forte variation diurne de la température. Dans les basses plaines alluviales et dans les basses vallées, la brise de mer est en général assez forte et s'élève dans l'après-midi.

Le régime des vents explique celui de la houle : en effet, on observe fréquemment sur la Côte Ouest, une grosse houle du sud-ouest en rapport avec les vents dominants. A cela doit s'ajouter la houle des courants d'ouest de haute altitude en provenance du Canal de Mozambique [3]. La houle d'alizé est exceptionnelle sur la Côte Nord-Ouest et c'est la mousson qui, pendant l'hiver austral, engendre les principales houles, généralement modérées.

Fait rare dans les mers tropicales, les marées sont notables : en vive eau, le marnage peut dépasser quatre mètres. Aussi les courants de marée prennent une grande importance aux embouchures des grands cours d'eau, où ils atteignent souvent 2 nœuds en flot et 3 nœuds en jusant [4].

[1] A. Guilcher (1961), p. 25.
[2] J. Ravet (1952).
[3] A. Guilcher (1961).
[4] P. Carre (1898).

CHAPITRE IV

HISTORIQUE

Il semble que ce soit par la Côte Ouest, qu'au IIe siècle après J.C. les premiers navigateurs venant des côtes d'Afrique, découvrirent la Grande Ile que le géographe grec ARRIEN appelle « Ménuthias » [1] : « ... île basse et toute couverte d'arbres dans laquelle il y a des fleuves, diverses espèces d'oiseaux et des tortues de terre. Les seuls animaux féroces sont les crocodiles, qui du reste ne font de mal à personne. » (sic)

Comme le pense l'éminent érudit A. GRANDIDIER, cette description peut fort bien convenir à Madagascar dont la côte occidentale est basse, avec de nombreux deltas et estuaires, la végétation de mangrove y alternant avec la forêt sèche. La faune, caractéristique, n'a pas changé de nos jours, sinon diminué en nombre.

En fait, il faudra attendre la fin du XIXe siècle ou le début de ce siècle, pour trouver dans les récits des grands voyageurs quelques notations dignes d'intérêt pour la géographie physique, en particulier sur le régime des cours d'eau et le réseau hydrographique.

Au cours de son voyage dans le Sud-Ouest en 1898, G. GRANDIDIER note [2] : « les rivières de l'Ouest et du Sud n'ont du reste d'autre utilité que de fournir de l'eau aux habitants, pour eux et pour leurs cultures, car elles ne sont pas navigables; l'Onilahy, le Mangoky et la Tsiribihina sont, sur une longueur de côtes de 400 lieues, les trois seules que des pirogues peuvent remonter pendant 60 ou 80 Km [3]; leur lit vaste et peu profond, qui s'étend au fond de larges vallées, est encombré de bancs de sable et elles rappellent par leur allure la Loire dont elles ont les crues subites et terribles. » [4]

Le même auteur note à propos de l'agglomération de Morondava : « L'avenir de Morondava ne semble pas devoir être très brillant; il n'y a pas à songer à y créer un port, car les navires sont obligés de mouiller en pleine mer... de plus, les fonds étant très mouvants, à chaque crue l'estuaire se modifie et les bancs de sable changent de place et de grandeur. » [5]

Dans la revue mensuelle « Notes, Reconnaissances et Explorations » [6] et certains récits de la conquête coloniale, on peut relever des renseignements géographiques plus ou moins

[1] A. GRANDIDIER (1892), vol. I, p. 2 et ss.
[2] G. GRANDIDIER (1900), pp. 5 et 6.
[3] En fait plus de 250 km pour le Bas-Mangoky.
[4] Cette remarque tend d'ailleurs à infirmer les dires de certains habitants ou planteurs selon lesquels on aurait constaté ces dernières décennies ou ces dernières années un tarissement plus marqué en étiage des fleuves de l'Ouest, l'élargissement général des lits avec nombreux ensablements et des crues plus violentes, autrement dit une tendance à l'aridité.
[5] Le littoral de Morondava est encore un problème d'actualité : la plage subit des « démaigrissements » importants, une partie de la ville est inondée aux grandes marées et les constructions attaquées par la houle. Cfr également à ce sujet J. HERVIEU (1960).
[6] Revue publiée de 1897 à 1902.

exacts, en particulier sur le réseau hydrographique et les Côtes de Madagascar. La plupart de ces renseignements ont d'ailleurs été réunis dans le « Guide de l'Immigrant à Madagascar » [1], mise au point assez complète pour l'époque. Cet ouvrage contient un inventaire détaillé des principales rivières et leurs affluents et des indications sur leur navigabilité, l'allure des crues. Dans les renseignements concernant les côtes, les mouillages, la houle et les courants, certains peuvent être exploités avec prudence pour en tirer des conclusions sur les récents changements de lit ou la sédimentation dans les estuaires et les deltas. Cependant ces conclusions gardent le plus souvent un caractère hypothétique du fait du manque de documents topographiques précis à l'époque.

Dans sa thèse publiée en 1902 [2] « Madagascar — Essai de Géographie physique », E.F. Gauthier a insisté surtout sur les influences structurales. A propos de la morphologie fluviatile, il notait : « ...les grands fleuves (de l'Ouest) sont curieux à étudier dans leur trajet des montagnes à la mer. Ils franchissent toute une série d'obstacles plus ou moins nombreux, à travers lesquels ils se sont taillé un couloir, parfois un superbe cañon, et en avant desquels ils s'étalent ou se sont étalés en grandes cuvettes lacustres, marécageuses, ou à tout le moins alluvionnaires. » Il est semble-t-il l'un des premiers auteurs de langue française à décrire scientifiquement les phénomènes d'altération des roches du massif ancien (« latérites ») ainsi que les phénomènes d'érosion accélérée (érosion en « lavaka ») dans lesquels il attribue un rôle prépondérant aux eaux souterraines (nappe phréatique).

En 1912, M.D. Levat dans son inventaire très documenté des « Richesses minérales de Madagascar » [3], montre qu'il existe de nombreuses terrasses d'alluvions anciennes dans les fonds des vallées actuelles du socle ancien, intéressantes comme gîtes aurifères, mais peu élevées au-dessus du niveau actuel des eaux [4].

En 1923, dans son ouvrage qui reste indispensable pour l'étude du milieu physique malgache [5], le grand minéralogiste A. Lacroix, dont les observations et la classification des produits d'altération latéritiques sont à la base des premières recherches pédologiques à Madagascar, exprimait déjà avec clarté l'un des principes fondamentaux en matière de sédimentation continentale : « Le premier stade de la destruction des roches en place est la formation des *éluvions*; celles-ci ne sont pas de nature sédimentaire, mais elles sont l'intermédiaire nécessaire à la production des *alluvions*. » Autrement dit, la pédogenèse prépare la glyptogenèse.

A. Lacroix désignait par *latérites alluvionnaires* (ou latéritites) des alluvions formées par des débris de roches déjà latéritisées, charriées postérieurement à leur transformation et par *latérites d'alluvions* des formations ferrugineuses formées aux dépens d'alluvions essentiellement quartzeuses [6].

Le même auteur pense que, par suite des phénomènes d'usure, de destruction, de classement, les alluvions « acquièrent une composition minéralogique d'autant plus simple qu'elles sont considérées en des points plus éloignés des massifs aux dépens desquels elles se

[1] (1899), tome I, pp. 113-200.
[2] E.F. Gauthier (1902), p. 54 et ss., 101 et ss., 199 et ss.
[3] M.D. Levat (1912), p. 35 et ss.
[4] Il s'agit le plus souvent de terrasses polygéniques sur rives convexes de méandres.
[5] A. Lacroix (1923), tome III, pp. 78-80, 91 et ss.
[6] En général, le terme « latérite » n'est plus appliqué aujourd'hui aux matériaux alluviaux; on peut parler cependant d'alluvions d'origine latéritique. Quant aux « latérites d'alluvions », il s'agit de cuirasses ferrugineuses ou de zones concrétionnées de nappe, fossiles ou récentes, formées dans des alluvions plus ou moins anciennes.

sont produites ». A. LACROIX a signalé également la présence sur les côtes malgaches de sables exceptionnellement riches en minéraux lourds et de sables grenatifères.

Aux études sur l'altération des roches ont fait suite les premières recherches pédologiques, parallèlement au développement rapide de la Science du Sol. Si, en matière de pédologie tropicale, l'étude des sols latéritiques a souvent tenu et tient encore une place de choix à Madagascar, rapidement les spécialistes et les agronomes préoccupés des problèmes de fertilité et de mise en valeur, se sont intéressés aux sols alluviaux.

Déjà E. F. GAUTHIER écrivait : « La valeur économique du sol dans l'Ouest sédimentaire est certainement plus grande que dans la zone métamorphique... Vu la variété des sols, il faudrait un très grand nombre d'analyses pour se faire une opinion. » Par opposition à la pauvreté chimique des « latérites », la fertilité des sols alluviaux devient même légendaire : « ... les grandes plaines d'alluvions sont apparemment très riches, c'est à leur profit que les sommets ont été dépouillés; sur le Delta du Mangoky, les Sakalava racontent des histoires gargantuesques de patates grosses comme des tonneaux qu'on transporte en les roulant ». [1]

En 1901, A. MUNTZ et E. ROUSSEAUX, ayant analysé sommairement environ 500 échantillons de sols malgaches, concluaient que les terres de l'Ouest semblaient présenter des conditions assez satisfaisantes du point de vue fertilité [2].

Après les remarquables observations de A. LACROIX sur les phénomènes d'altération, l'étude des sols malgaches s'est développée beaucoup dès 1925 avec les travaux de H. ERHART [3], puis de H. BESAIRIE. Ce dernier qui a tant fait pour la Géologie et les Sciences de la Terre à Madagascar, pouvait, dès 1937, publier une bibliographie des travaux sur les sols de l'Ile [4].

En ce qui concerne plus particulièrement les sols alluviaux, ou d'apport, H. BESAIRIE, à la suite de ses travaux dans l'Extrême-Sud [5], et dans le Nord-Ouest [6], en a donné une première classification : — sols alluvionnaires profonds, formés d'éléments empruntés à des roches très diverses et ayant subi un transport considérable — sols alluvionnaires normaux, formés d'éléments empruntés aux roches voisines — vases à palétuviers et sables côtiers. La première carte générale des sols de l'Ile publiée en 1946 par le même auteur [7] montre bien la large extension des alluvions dans les régions sédimentaires de l'Ouest et du Nord-Ouest.

A partir de 1946, sous l'égide de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, des sections de Pédologie ont été créées d'abord à l'Institut de Recherche Scientifique de Madagascar puis à l'Institut de Recherche Agronomique de Madagascar. Depuis, les travaux de reconnaissance et de prospection à grande et moyenne échelles des sols de l'Ile, en particulier dans les plaines alluviales, se sont multipliés.

Nous ne pouvons énumérer ici tous les travaux ayant trait aux sols alluviaux. Parmi les chercheurs de l'ORSTOM, auteurs de cartes pédologiques de zones alluviales publiées à différentes échelles, nous mentionnerons plus particulièrement : F. BOURGEAT, G. CLAISSE,

[1] E. F. GAUTHIER (1902), p. 101 et ss.
[2] A. MUNTZ et E. ROUSSEAUX (1901), p. 211 et ss.
[3] H. ERHART a repris une grande partie de ses travaux sur les sols de Madagascar, dans son Traité de Pédologie (2 vol.) publié en 1935.
[4] H. BESAIRIE (1937), pp. 66-67, 19 références.
[5] H. BESAIRIE (1935), pp. 35-43.
[6] H. BESAIRIE (1937).
[7] H. BESAIRIE (1949).

R. Didier de Saint-Amand, J. Hervieu, C. Moureaux, J. Riquier, P. Roche, P. Ségalen, G. Tercinier, J. Vieillefon et les aides-pédologues J. Ratasilahy et J.D. Rakotomiraho [1].

Dans les Mémoires et la Série « Travaux » publiés depuis 1948 par le Service Géologique de Madagascar, se trouvent un certain nombre d'indications à caractère régional sur le réseau hydrographique, le modelé, l'altération des roches, l'importance de l'alluvionnement dans toutes les régions de l'Ile. Nous avons largement utilisé ces documents dont les données géographiques ont été en partie réunies par H. Besairie [2].

En ce qui concerne la géologie du versant occidental de l'Ile, nous signalerons à la suite de travaux plus anciens [3] sur les terrains sédimentaires, les synthèses de H. Besairie [4] et V. Hourcq [5] sur les Bassins de Majunga et de Morondava, les thèses de L. Laplaine, R. Lautel et A. Emberger sur le massif cristallin [6] et de nombreuses études régionales publiées par le Service Géologique [7].

Les géologues de la Société des Pétroles de Madagascar ont très largement contribué à la cartographie géologique de la zone sédimentaire, et, grâce à l'obligeance de cette Société, nous avons pu consulter un certain nombre de Notices régionales explicatives non publiées [8].

Il existe encore relativement peu de travaux géomorphologiques à Madagascar : dans la « Géographie régionale » de A. Guilcher [9] sont posés un certain nombre de problèmes : réseau hydrographique et hautes plaines alluviales, remblaiement récent des baies du Nord-Ouest, pour ne citer que ceux concernant notre sujet. Il faut citer également par le même auteur et L. Berthois une étude sédimentologique et morphologique du Delta de la Mahavavy du Nord [10]. R. Battistini a fait une description géomorphologique du delta du Sambirano [11] et sa thèse récente sur la morphologie de l'Extrême-Sud apporte des données nouvelles sur le plio-quaternaire et la sédimentation marine et continentale dans cette région [12].

A signaler encore dans le domaine de la morphologie et de la sédimentation littorales une étude des récifs coralliens dans le Nord-Ouest [13], un aperçu sur la sédimentologie de l'estuaire de la Betsiboka par L.R. Lafond [14] et quelques études locales de morphologie littorale [15]. Enfin, nous avons étudié les témoins d'un remblaiement ancien dans la moyenne vallée du Mangoky [16].

[1] La plupart de ces cartes pédologiques ou d'utilisation des sols ont été publiées avec le concours de l'Institut Géographique National de Tananarive et les notices explicatives figurent dans les Mémoires et les Publications de l'IRSM (cfr Bibliographie).

[2] H. Besairie (1954).

[3] Cfr notamment H. Perrier de la Bathie (1921) b et L. Barrabe (1929).

[4] H. Besairie (1953).

[5] V. Hourcq (1950..

[6] L. Laplaine (1958), R. Lautel (1953) et A. Emberger (1955).

[7] Cfr notamment J. Guigues (1951), R. Pavlosky (1952) et J. de Saint Ours (1952).

[8] Cfr notamment P.L. Cliquet (1952), N. Golenko (1954), J. Letullier (1954), G. Rebilly (1955), A. De Vendegies (1956).

[9] A. Guilcher (1961), pp. 57-58 et 82 et ss.

[10] L. Berthois et A. Guilcher (1956).

[11] R. Battistini (1960), pp. 195-229, (1960).

[12] R. Battistini (1964).

[13] A. Guilcher, L. Berthois, R. Battistini et P. Fourmanoir (1958).

[14] L.R. Lafond (1957).

[15] Cfr notamment R. Battistini (1957), (1960).

[16] J. Hervieu (1964).

ANNEXE

TECHNIQUES EMPLOYÉES

A. Documentation cartographique et photographique

Cartes régulières :

Nous avons utilisé les cartes topographiques régulières au 1/100.000e et au 1/500.000e de l'Institut de Géographie National (Annexe de Tananarive) qui couvrent la totalité des zones étudiées.

Il existe également une carte géologique régulière au 1/200.000e éditée par le Service Géologique de Madagascar. Les cartes géologiques au 1/100.000e éditées par ce même service d'après les levers du Service Géologique et de la Société des Pétroles de Madagascar, couvrent la quasi-totalité de la zone sédimentaire et une partie du massif cristallin.

Cartes spéciales :

Pour certaines plaines alluviales, nous avons utilisé des levers existants à plus grande échelle : carte régulière au 1/20.000e (IGN) et levers au 1/10.000e (Société d'Aménagement du Bas-Mangoky) pour le delta du Mangoky, levers au 1/20.000e (Service du Génie Rural) pour les plaines de Tuléar, Morondava, Soalala, Marovoay.

Photographies aériennes :

La couverture photographique régulière de l'IGN à l'échelle du 1/50.000e ou du 1/40.000e s'étend à l'ensemble des zones étudiées. Nous avons consulté également avec profit pour l'étude des basses plaines alluviales les missions spéciales à grande échelle (1/10.000e ou 1/20.000e) dans les régions suivantes : Basse Vallée de l'Onilahy (Mission 123-200), Tuléar (158-100), Bas-Mangoky (155-100, 176-100, 127-200, 104-200), Morondava (177-100, 107-200), Basse-Tsiribihina (101-200), Bas-Manambolo (124-200), Maintirano (129-200); Besalampy (128-200), Bas-Sambirano (105-200), Ambilobe (106-200).

B. Techniques de terrain

L'étude des sédiments et des sols a été faite dans le cadre d'unités alluviales ou d'ensembles géographiques, lors de reconnaissances particulières ou au cours de prospections sur des périmètres destinés à la mise en valeur. Ces prospections ont été faites à la demande de Services Techniques ou de Sociétés d'Aménagement, et dans quelques cas les observations ont été réparties selon un carroyage systématique à grande échelle.

Les échantillons ont été récoltés dans des sites géomorphologiques ou sédimentologiques caractéristiques. Le grand nombre des prélèvements et des profils examinés nous a permis, surtout pour les sols, de faire un choix des types les plus représentatifs.

En dehors des études régionales, nous avons fait des prélèvements systématiques d'alluvions récentes sur le profil en long de deux grands axes hydrographiques : le Mangoky et la Tsiribihina.

Les profils de sols ont été le plus souvent examinés en coupe. Cependant, pour les sédiments alluviaux récents, nous avons procédé par sondages à la tarière pour les profondeurs supérieures à 1,5 m, dans certains cas jusqu'à 5-6 m.

Les échantillons fluvio-marins et ceux récoltés en milieu hydromorphe quasi permanent ont été autant que possible mis en sacs plastiques étanches ou en bocaux.

La conductivité des eaux de nappes et des eaux fluviales a été mesurée sur le terrain à l'aide d'un appareil portatif CHAUVIN et ARNOUX (pont de Kohlraush à vibreur et résistance réglable) et d'une cuve type hydrologie étalonnée au laboratoire, la conductivité d'un certain nombre d'échantillons étant mesurée au laboratoire à titre de contrôle.

C. MÉTHODES ANALYTIQUES DE LABORATOIRE

La plupart des analyses physiques et chimiques ont été faites sur la terre fine séchée à l'air et passée au tamis de 2 mm après broyage modéré. Pour faciliter la dispersion lors de l'analyse granulométrique de sédiments argileux, une partie de ceux-ci a été conservée à l'état humide.

— Humidité : dessication à l'étuve à 105°.

— Granulométrie : Pour les sédiments caractéristiques, l'analyse granulométrique a été faite pour la fraction fine (< 35 microns) par sédimentation dans une enceinte calorifugée, suivant la méthode à la pipette [1]. Pour les sables et les graviers, cette analyse a été faite sur une série de tamis dont les mailles varient en progression géométrique (Série normalisée AFNOR).

Pour les sols, l'analyse granulométrique courante a été faite par la méthode densimétrique. Dans les deux cas, la matière organique a été préalablement détruite par l'eau oxygénée et la dispersion faite par l'hexamétaphosphate de sodium.

— Réaction : le pH du sol a été mesuré avec le pH mètre PHILIPS PR-9400 (Rapport sol/eau = 1/5) sur le sol sec et humide dans le cas de sols hydromorphes.

— Sels solubles : La conductivité des eaux naturelles et des solutions de sols à 25 °C a été mesurée avec le Pont de mesure universel PHILOSCOPE II (6M/4144-01) à électrode de platine. Pour les sols, cette mesure a été faite sur l'extrait à saturation ou plus souvent sur l'extrait salin au 1/10. La corrélation entre les mesures sur ces deux types d'extraits (cfr figure 5) a été jugée suffisante pour les besoins de notre étude, la mesure sur l'extrait salin étant plus rapide.

Pour les sols d'Algérie, J.H. DURAND et J. PLEVEN [2] ont établi l'échelle de salinité suivante :

Degré de salinité	Non salin	Légèrement salin	Salin	Très salin	Excessivement salin
m.e. pour 100 g	2,5		5	10	20
Cté à 25 °C extrait 1/10 (en micromhos)	250		500	1 000	2 000
Cté extrait saturé (en micromhos)	1 750		3 500	7 000	14 000

Cette échelle est comparable à celle établie à RIVERSIDE [3] à partir de la conductivité de l'extrait à saturation, en fonction de la résistance des plantes aux sels.

D'après nos résultats, la correspondance entre conductivité de l'extrait au 1/10 et conductivité de l'extrait à saturation, serait la suivante pour les sols malgaches de l'Ouest.

Degré de salinité	Non salin	Légèrement salin	Salin	Très salin	Excessivement salin
Cté à 25 °C extrait au 1/10	250		500	1 000	2 000
Cté extrait à saturation (en micromhos)	1 900		4 000	8 500	18 000

[1] A. RIVIÈRE et R. MUNIER (1948).
[2] J.H. DURAND (1958).
[3] L.A. RICHARDS et coll. (1954).

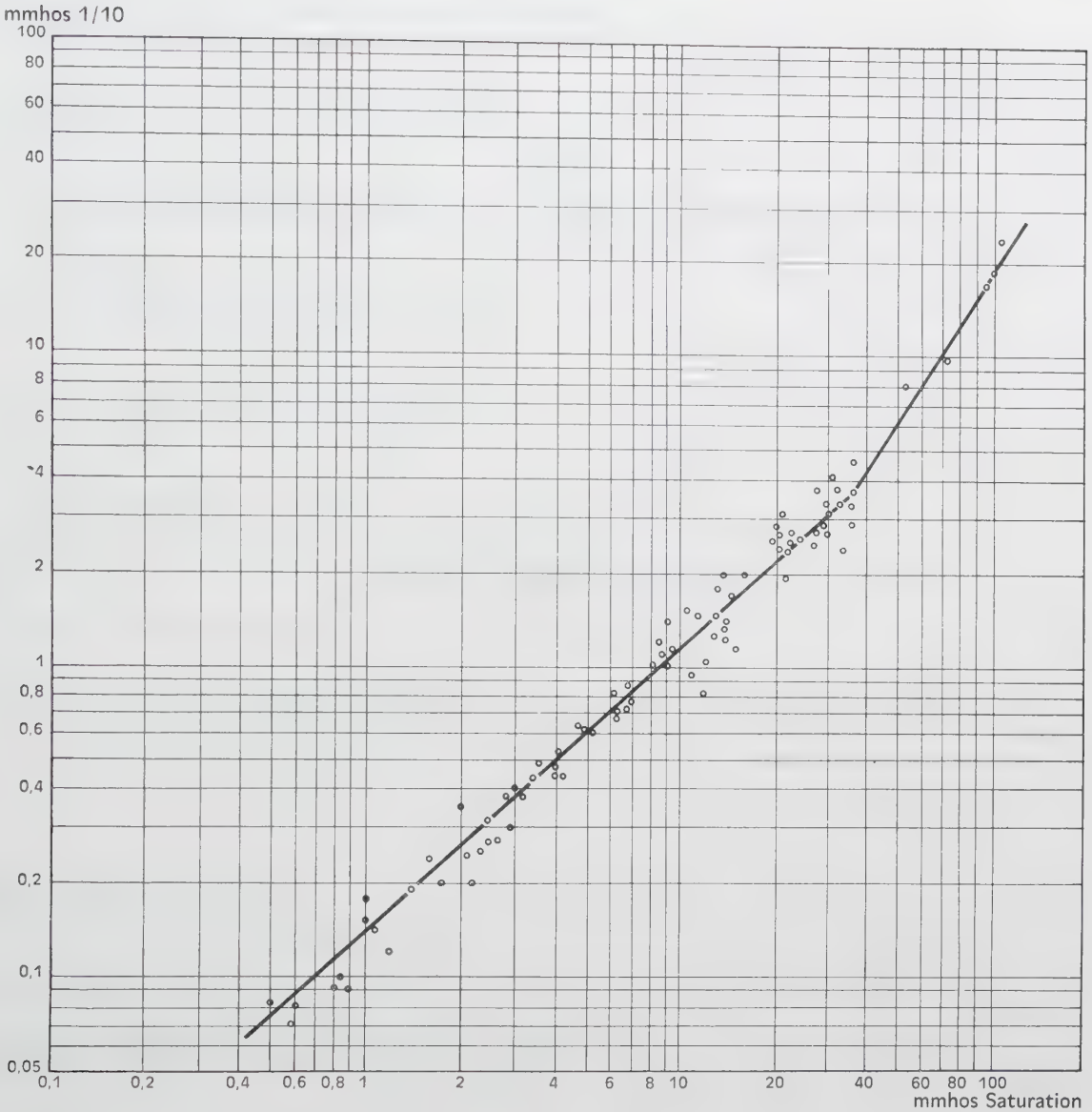


Figure 5

Relation entre les conductivités électriques (à 25° C) de l'extrait salin au 1/10 et de l'extrait de saturation (pâte saturée) pour les sols alluviaux de l'Ouest.

L'analyse des ions solubles est faite sur l'extrait salin : calcium et magnésium par complexométrie, sodium et potassium par spectrophotométrie de flamme, carbonates et bicarbonates par acidimétrie, chlorures par argentimétrie, sulfates par gravimétrie.

— Matière organique : Le taux de matière organique a été calculé à partir de la teneur en carbone, cet élément ayant été dosé par attaque à froid au mélange sulfochromique (méthode WALKLEY et BLACK) et dosage de l'excès de bichromate de potassium par le sel de MOHR.

L'humus a été extrait par une solution de soude N/20 et les acides humiques obtenus par précipitation à l'acide sulfurique. Oxydation par le permanganate de potasse et titration de l'excès de permanganate par l'acide oxalique. L'azote a été dosé par la méthode KJELDHAL.

— Complexe absorbant : les bases échangeables ont été dosées sur le percolat du sol par une solution d'acétate d'ammonium normale et neutre, Calcium et Magnésium par complexométrie, Sodium et Potassium par spectrophotométrie de flamme. L'acide phosphorique assimilable a été dosé après extraction à l'acide sulfurique 0,002 N (méthode TRUOG).

La capacité d'échange a été titrée après percolation par une solution de chlorure de calcium normale et neutre puis lessivage par une solution de nitrate de potassium. En dosant dans le percolat obtenu le calcium par complexométrie et le chlore par argentimétrie, on obtient par différence le calcium réellement fixé sur le complexe.

— Réserves minérales : le dosage du phosphore total a été fait après attaque à l'acide nitrique (méthode LORENTZ). Les bases totales ont été dosées par spectrophotométrie après attaque à l'acide nitrique concentré.

— Fer libre : Extraction à l'hydrosulfite (méthode DEB). Le fer dissous est complexé par une solution mixte de tartrate et d'acétate de sodium, puis dosé par colorimétrie ou volumétrie.

— Aluminium libre : Ce dosage est fait par colorimétrie à l'aluminon après attaque à 70°C par une solution de soude 0,5 N.

— Rapport SiO_2/Al_2O_3 : ce rapport est calculé d'après les résultats de l'attaque du sol ou de la fraction argileuse par le réactif triacide (acide sulfurique, nitrique et chlorhydrique dans le rapport 2-3-5).

— Analyse totale : Elle a été faite sur les roches saines ou en altération par attaque fluorhydrique.

— Calcaire : Dosage par une solution titrée d'acide chlorhydrique ou au calcimètre BERNARD.

— Soufre : Dosage pondéral après attaque à l'acide nitrique.

— Minéraux lourds : la séparation de la fraction lourde a été faite au bromoforme ($d = 2,9$).

— Étude des argiles : la séparation de la fraction inférieure à 2 microns a été faite par sédimentation après destruction de la matière organique par l'eau oxygénée et dispersion à l'ammoniaque. Pour l'examen aux Rayons X les argiles ont été préalablement saturées par une solution de chlorure de calcium N.

L'analyse thermique différentielle a été pratiquée dans un four GALLENKAMP combiné à un enregistreur CAMBRIDGE.

L'examen aux rayons X a été fait par diffractomètre à compteur PHILIPS selon des techniques devenues classiques [1]. On opère en général sur préparations orientées auxquelles on fait subir un certain nombre de traitements chimiques ou thermiques normalisés par différents auteurs [2].

[1] R.E. GRIM (1953), G. BROWN (1961), S. CAILLERE et S. HÉNIN (1963).
[2] A. RIVIÈRE (1946), G. MILLOT (1949), J. LUCAS, T. CAMEZ et G. MILLOT (1959), A. RIVIÈRE et S. VERNET (1962).

DEUXIÈME PARTIE

LES FACTEURS DE LA SÉDIMENTATION CONTINENTALE

L'étape superficielle du cycle géochimique, au cours de l'évolution des matériaux de l'écorce terrestre, est commandée par les liens qui unissent la tectonique, les climats et la sédimentation dans ce que G. MILLOT a appelé une « *géochimie des paysages* » [3].

Il peut exister dans la nature des paysages de types extrêmes où la prépondérance de tel ou tel facteur a des conséquences primordiales pour la sédimentation, mais comme le souligne G. MILLOT, le plus souvent on observe une variété continue d'intermédiaires.

Le versant occidental malgache apparaît à l'époque actuelle sinon comme une juxtaposition de « paysages » très différents, du moins comme un paysage complexe à nombreuses nuances dont il est nécessaire de dégager les grands traits caractéristiques, autrement dit les facteurs conditionnels de la sédimentation (depuis la genèse des matériaux jusqu'à leur dépôt) avec leur importance respective.

Nous avons cru devoir donner à l'étude de ces facteurs un certain développement : en effet, les « paysages » du versant occidental malgache expliquent en grande partie les caractères de la sédimentation récente et actuelle. De plus, à notre avis, il était intéressant de présenter une vue d'ensemble sur ce milieu physique naturel, en faisant appel à des travaux d'orientation souvent très différents. Cette synthèse nous a également permis d'appliquer dans certains domaines — en particulier dans l'étude physique des bassins versants — des critères de différenciation peu ou pas utilisés jusqu'ici à Madagascar.

L'étude assez approfondie des altérations et des grands types pédogénétiques sur le versant occidental, nous a paru également nécessaire à la bonne compréhension des phénomènes d'apport et des caractères des sédiments.

Nous aborderons donc successivement : les facteurs climatiques, les cours d'eau, les altérations et la pédogénèse.

[3] G. MILLOT (1964), p. 429 et ss. Cet auteur donne à titre d'exemples, trois types de « paysages » extrêmes et schématiques :
— paysage d'érosion physique. Sédimentation détritique;
— tectonique modérée, altérations ménagées. Sédimentation détritique avec transformations;
— tectonique nulle, altérations puissantes. Sédimentation chimique.

CHAPITRE V

LES FACTEURS CLIMATIQUES

Dans ce chapitre, nous insisterons surtout sur les caractéristiques climatiques qui expliquent les possibilités d'altération, d'évolution pédogénétique et d'érosion sur le versant occidental de l'Ile, compte tenu des données générales sur les grands types de climats qui figurent au chapitre IV de la Première Partie.

I. FACTEURS REGIONAUX

1 Orientation de l'Ile

L'orientation subméridienne de la masse continentale malgache est responsable de l'opposition entre les deux versants de l'Ile. La façade orientale, soumise à une circulation dominante d'Est, est la plus arrosée, alors que sur le versant occidental on observe (cfr fig. 6) une décroissance nette des précipitations moyennes en allant vers l'Ouest.

2 Continentalité

Du fait de l'étendue de Madagascar, on observe une certaine tendance à la continentalité, en particulier dans la partie interne de la zone sédimentaire, plus marquée au sud qu'au nord de l'Ile. Sur les Hauts-Plateaux, cette tendance est atténuée par l'effet de l'altitude et dans les zones les plus humides (pluviométries voisines de 2 m par an).

Les chiffres d'amplitude annuelle des moyennes extrêmes expriment bien cette tendance, comme on peut le voir sur le tableau II, où ont été groupées les moyennes des observations correspondant à trois groupes de stations, les stations de chaque groupe étant situées approximativement à la même latitude.

3 Altitude

L'influence de l'altitude se fait nettement sentir surtout dans les massifs montagneux à partir de 1.500 m. Ceci se traduit en particulier par un abaissement des températures moyennes, surtout pendant la saison sèche, et des minimums absolus, relativement bas, ceux-ci étant parfois inférieurs à 0°C (—6°C dans l'Ankaratra).

Tableau II

AMPLITUDE ANNUELLE DES MOYENNES EXTRÊMES DE TEMPÉRATURE

Latitude moyenne	Stations	Moyenne mensuelle des maximums du mois le plus chaud (janvier-février)	Moyenne mensuelle des minimums du mois le plus froid (juillet)	Amplitude annuelle des moyennes extrêmes
21°5	Morombe	32°7	14°	18°7
	Beroroha	34°2	12°7	21°5
	Fianarantsoa	26°1	9°6	16°5
20°5	Morondava	31°8	14°5	17°3
	Malaimbandy	36° (octobre)	14°2	21°8
	Ambositra	26°	8°5	17°5
15°5	Majunga	32°7	15°1	20°5
	Port-Bergé	35°6	19°4	13°3
	Befandriana N	33°7	17°6	16°1

4 L'homme

Même si l'on admet que l'arrivée de l'Homme dans la Grande Ile ne remonte guère à plus de quelques siècles, il est très probable qu'il a contribué dans une certaine mesure à la modification récente du milieu naturel, en particulier en accélérant la destruction de la végétation climacique originelle.

Aussi peut-on supposer que le climat actuel diffère, au moins par des faits de détail, du climat forestier primitif et que certaines tendances, en particulier la tendance à l'aridité de l'Ouest et du Sud-Ouest, se sont affirmées. Pour le moins, la « capacité érosive » du climat a pu s'exercer avec un maximum d'efficacité.

II. LES TEMPÉRATURES

1 Moyennes mensuelles et annuelles

Dans les tableaux de données météorologiques illustrant ce paragraphe et les suivants, nous n'avons retenu que les observations relatives à quelques stations caractéristiques du versant occidental malgache.

La station d'AMBANJA est représentative du climat du Sambirano qui se rapproche de celui du versant oriental. Les stations de TSARATANANA, ANTSIRABE et FIANARANTSOA représentent les nuances du climat tropical des Hauts-Plateaux, appelé parfois tropical de « montagne ». La station d'AMBOHIBARY représente le climat tropical d'altitude proprement dit.

Les stations MAEVATANANA, MIANDRIVAZO, BERoroha, sont représentatives des variations du climat de l'Ouest et du Nord-Ouest, c'est-à-dire d'un climat tropical normal à nuance continentale, celle-ci s'accentuant vers le Sud. Enfin, les données relatives aux stations de MAJUNGA, MAINTIRANO, MORONDAVA, MOROMBE et TULÉAR, montrent les variations du climat de la côte occidentale à nuance maritime, celle-ci s'atténuant vers le Sud-Ouest où la tendance à l'aridité devient prédominante.

D'après les données du Tableau III, on voit que les températures moyennes annuelles sont en général élevées dans le Sambirano, sur la bordure du massif ancien, dans la zone sédimentaire et dans la région côtière : les valeurs varient entre 24,6° et 27,4 °C. L'abaissement de la température moyenne est nette dans les régions de forte altitude. La partie nord-ouest des Hauts-Plateaux (Tsaratanana) est plus chaude (et aussi plus arrosée) que la partie centrale.

Les mois les plus froids sont : juin, juillet, août; les mois les plus chauds : janvier et février, sauf dans la dépression périphérique du massif ancien où l'on observe les moyennes les plus élevées en novembre, avant la saison des pluies.

Les amplitudes thermiques sont relativement fortes, un peu atténuées sur la côte. L'amplitude diurne moyenne varie au cours de l'année entre 7 et 11 °C sur les Hauts-Plateaux, entre 5 et 12 °C dans la zone sédimentaire et la région côtière, les écarts les plus grands étant observés en saison sèche.

2 Efficacité des températures : l'évaporation

Diverses mesures ont été faites par la Section d'Hydrologie du Centre ORSTOM de Tananarive [1], en particulier dans les stations suivantes :

— TANANARIVE (partie centrale des Hauts-Plateaux);

— ANTSATRANA (bordure nord-ouest des Hauts-Plateaux);

— BANIAN (Bas-Mangoky — bordure sud-ouest de la zone sédimentaire).

Ces mesures d'évaporation, dont les résultats figurent dans le tableau IV, sont intéressantes malgré la faible durée de la période d'observation. On sait par ailleurs qu'un caractère de l'évaporation mesurée en bacs Colorado est la faible dispersion des résultats annuels [2].

Le régime d'évaporation accuse un maximum net en fin de saison sèche (septembre — octobre — novembre) aussi bien dans les mesures sous abri qu'en bacs. Surtout en bacs, on observe un maximum secondaire en février.

D'après ces résultats, on voit également que l'évaporation est nettement plus importante en bordure du massif ancien et dans la zone sédimentaire. Les moyennes plus basses au Banian qu'à Antsatrana sont peut-être dues au fait que la station du Banian est située au fond d'une vallée encaissée : or, l'évaporation est fonction non seulement de la température de l'eau mais aussi du vent. Le rapport moyen annuel entre évaporation Piche et évaporation Colorado se situe aux environs de 0,42 pour Tananarive, 0,5 pour Antsatrana, 0,65 pour le Banian; ce rapport augmente en saison sèche [3].

[1] M. ALDEGHERI (1961), (1962), (1963).
[2] Ch. P. PEGUY (1961), p. 150.
[3] M. ALDEGHERI (1962), p. 41.

Tableau III

TEMPÉRATURES MOYENNES MENSUELLES [a] (en degrés C°)

Stations	Latitude	Altitude	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Ampli-tude	Moyenne annuelle
Ambanja	13°40	40	26,7	26,9	27,3	27,0	25,8	24,5	(23,5)	23,8	24,8	26,1	26,9	(27,1)	3,6	25,8
Tsaratanana	16°47	550	25,7	25,9	26,1	26,2	24,3	23,0	(22,3)	22,1	24,1	25,9	(26,7)	26,6	4,4	25,0
Antsirabe	19°52	1500	(19,8)	19,6	19,2	17,8	15,2	13,2	(12,6)	13,3	15,4	17,6	18,9	19,6	7,2	16,8
Fianarantsoa	21°27	1168	(21,3)	20,9	20,6	19,9	16,8	15,2	(14,2)	15,2	16,5	19,1	20,8	21,1	7,1	18,5
Maevatanana	16°57	77	27,2	27,7	28,0	28,3	27,0	25,2	(24,9)	25,9	25,4	28,7	(29,1)	28,5	4,2	27,4
Miandrivazo	19°32	71	28,3	28,3	28,3	28,3	26,0	23,9	(23,7)	25,2	27,5	(29,5)	(29,5)	28,8	5,8	27,2
Beroroha	21°40	180	28,2	28,6	27,3	26,8	23,7	21,6	(21,0)	22,6	26,0	28,5	(29,2)	28,9	7,2	26,0
Ambohibary	19°37	1650	(19,2)	(19,2)	18,8	17,5	15,9	12,7	(12,2)	13,0	14,5	16,8	18,1	18,7	7,0	16,3
Majunga	15°44	36	(27,6)	27,5	27,4	27,1	24,9	22,9	(22,5)	23,3	24,6	26,1	27,5	(27,6)	5,1	26,9
Maintirano	18°03	13	27,0	(27,4)	27,2	26,9	25,1	23,1	(22,4)	23,0	24,7	25,9	26,9	(27,4)	5,0	25,5
Morondava	20°17	5	(27,7)	27,6	27,4	26,2	23,3	21,3	(21,0)	21,6	23,3	25,0	26,7	27,5	6,7	24,8
Morombe	21°45	5	(27,9)	(27,9)	27,5	25,9	23,0	21,3	(20,8)	21,4	22,8	24,2	25,8	27,2	7,1	24,6
Tuléar	23°21	6	(27,6)	(27,6)	26,7	24,9	22,7	20,8	(20,1)	20,7	22,3	23,6	25,4	24,3	7,5	25,5

[a] D'après les données et publications du Service Météorologique de Madagascar. Chiffres entre parenthèses : mois les plus froids et mois les plus chauds.

Tableau IV

ÉVAPORATION SOUS ABRI ET EN BACS (en mm/jour) [a]

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyenne	Taux annuels
Le Banian (Riv.) (Bas-Mangoky)	Antsatrana (Sud Maevatanana)	Tananarive (Tsimbazaza)													
	Température moyenne de l'air	19,9	20,3	20,0	19,2	16,8	14,0	14,6	14,7	15,1	17,8	19,8	20,1	17,7	
	Humidité moyenne de l'air	68,8	69,3	73,4	71,6	72,8	71,0	72,5	69,0	64,3	63,2	67,9	67,9	69,3	
	Évaporation Piche	1,85	2,0	1,3	1,6	1,45	1,5	1,5	1,6	2,43	2,65	2,15	1,6	1,7	642
	Évaporation Colorado	5,3	6,5	4,2	4,0	2,9	2,55	2,6	3,3	4,3	5,4	4,95	4,55	4,1	1.504
	Température moyenne de l'air	25,5	25,6	24,7	24,0	23,7	22,6	21,7	22,3	23,8	25,5	25,8	24,6	24,1	
	Humidité moyenne de l'air	76,4	67,9	75,0	68,3	62,0	57,5	62,0	53,0	48,9	49,2	56,6	69,9	62,4	
	Évaporation Piche	1,7	2,2	2,1	3,3	3,8	4,4	5,0	5,0	5,0	3,9	3,5	2,1	3,7	1.362
	Évaporation Colorado	4,8	6,1	4,8	5,1	5,1	5,0	6,8	7,1	8,7	9,6	7,5	5,7	6,3	2.317
	Température moyenne de l'air	27,5	27,6	26,9	26,0	23,2	22,0	21,7	23,9	25,9	27,3	27,8	27,2	26,4	
	Humidité moyenne de l'air	80,3	79,6	76,0	70,1	63,0	57,9	54,2	53,0	51,2	61,7	60,5	71,9	65,4	
	Évaporation Piche	2,0	1,9	2,6	3,0	3,0	3,2	4,4	4,4	4,9	4,4	3,9	2,3	3,3	1.219
	Évaporation Colorado	5,5	5,7	5,1	5,2	4,3	3,7	4,2	5,2	6,5	6,9	7,3	5,5	5,4	1.981

[a] Moyennes sur 4 ans pour Antsatrano, sur 3 ans pour le Banian, sur 2 ans pour Tananarive. Observations faites par la Section d'Hydrologie du Centre ORSTOM de Tananarive.

3 L'évapotranspiration potentielle

Un autre indice d'efficacité thermique peut être défini par l'évapotranspiration potentielle [1] calculée à partir des moyennes mensuelles de température. C'est la quantité d'eau qui retournerait à l'atmosphère si le sol était toujours bien pourvu en eau et portait une végétation optimale.

Ce calcul a été appliqué aux données météorologiques malgaches par J. RIQUIER en utilisant la formule de C.W. THORNTHWAITE [2].

Cependant, cette formule ne tient pas compte de l'humidité de l'air et le même auteur lui a préféré pour Madagascar la formule de PRESCOTT [3] qui a la forme suivante :

$$Et = K\, Ew^{0,75}$$

Et : Évaporation potentielle;
Ew : Évaporation en mm par mois d'une surface d'eau libre [4];
K : Coefficient variable suivant la végétation.

En prenant $K = 1,5$, ce qui correspond à une végétation moyenne de prairie naturelle, on a pour les stations choisies les valeurs de *Ew* et *Et* suivantes [5] :

Stations	*Ew* (mm)	*Et* (mm)
Ambanja	1541	1217
Tsaratanana	2511	1750
Antsirabe	1138	965
Fianarantsoa	1120	944
Ambohibary	1004	878
Maevatanana	3251	2131
Miandrivazo	3023	2017
Beroroha	3079	2045
Majunga	2176	1573
Maintirano	1523	1209
Morondava	1693	1311
Morombe	2016	1495
Tuléar	1670	1297
Tananarive (Tsimbazaza)	1334	1091

III. LES RÉGIMES PLUVIOMÉTRIQUES

Les données figurant dans le tableau V montrent la décroissance de la pluviométrie moyenne annuelle sur le versant occidental d'est en ouest et du nord vers le sud (cfr fig. 6). Le cycle annuel des précipitations apparaît comme très régulier : cependant, dans la zone

[1] C.W. THORNTHWAITE (1948).
[2] J. RIQUIER (1958).
[3] J. RIQUIER (1959 a).
[4] $Ew = 21$ sd; sd est le déficit de saturation en mm de mercure calculé à partir de la température et de l'humidité relative de l'air.
[5] J. RIQUIER (1959 b).

Répartition de la pluviométrie
isohyetes annuels

(d'apres les publications du Service Météorologique de Madagascar)

0 200 km

120 Hauteur de pluie en cm

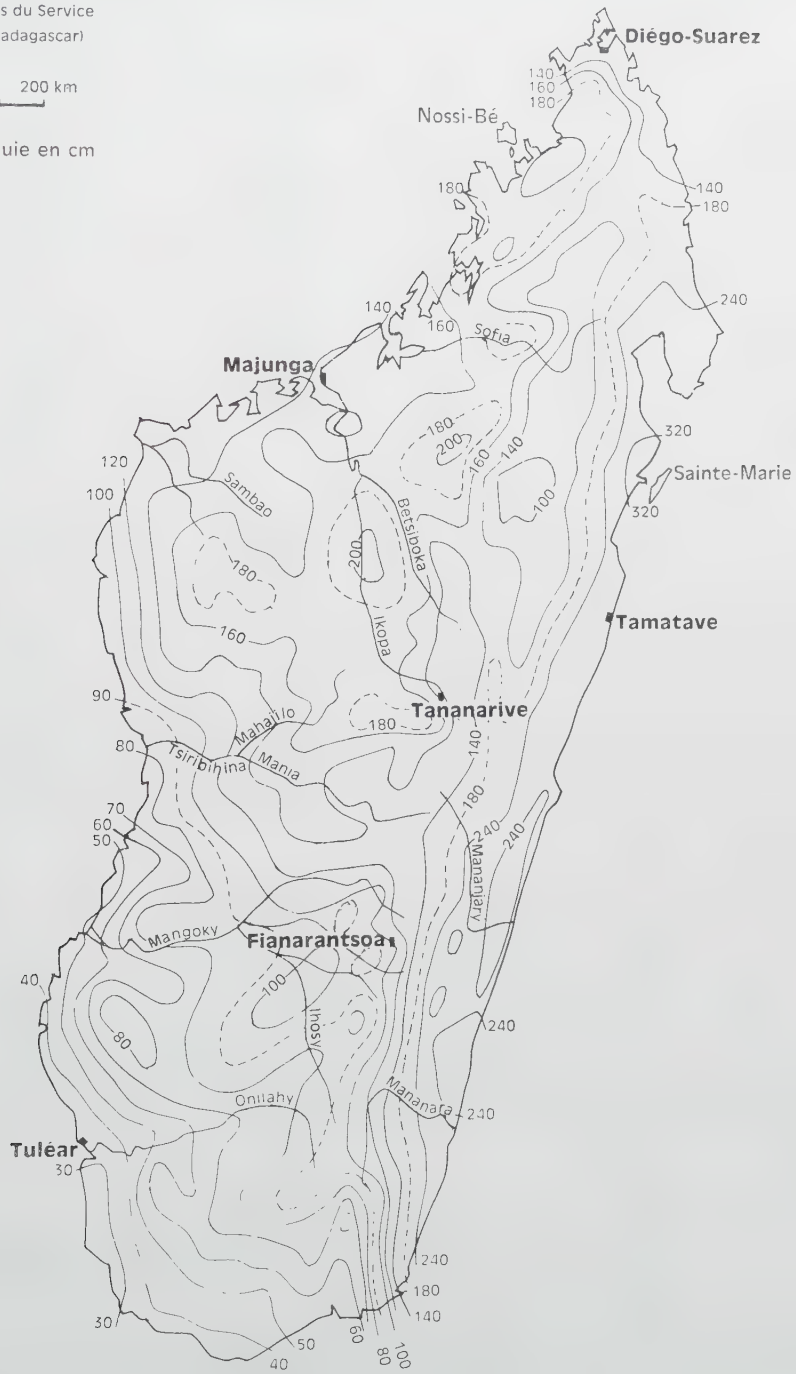


Figure 6

sèche du Sud-Ouest en particulier, les variations interannuelles de la pluviosité peuvent être très importantes. Sur 25 ans, on a observé les valeurs extrêmes suivantes :

Stations	Pluviométrie annuelle		
	Minimum	Moyenne	Maximum
Ambanja	1655	2171	3397
Tsaratanana	997	1187	2695
Antsirabe	1014	1426	1962
Fianarantsoa	824	1215	1804
Ambohibary	1020	1519	2403
Maevatanana	1180	1728	2197
Miandrivazo	680	1425	2020
Beroroha	—	—	—
Majunga	1003	1559	2692
Maintirano	454	837	1611
Morondava	470	779	1420
Morombe	120	462	946
Tuléar	129	361	666

Si l'on s'en tient aux seules données moyennes, ces chiffres montrent qu'un certain nombre de « crises » dans les phénomènes naturels resteront obligatoirement dans l'ombre. Ainsi par exemple les pluies cycloniques ont rarement des intensités élevées mais du fait de l'abondance des précipitations, elles augmentent considérablement la capacité de transport des cours d'eau, provoquent des inondations et des changements de lit dans les basses vallées.

Malgré ces réserves sur la signification des moyennes par rapport à l'intensité et à l'efficacité des phénomènes naturels liés à la pluviométrie, on peut dire que le versant occidental malgache est soumis à un régime pluviométrique tropical typique, à maximum unique de saison chaude dans lequel, selon les définitions données par Ch. P. Peguy on peut distinguer différentes nuances [1] :

— le Sambirano et la partie nord-ouest des Hauts-Plateaux se rapprochent par leur précipitation du « régime tropical à paroxysme», avec plus de 500 mm certains mois;

— la bordure occidentale du massif ancien et une grande partie de la zone sédimentaire sont soumises à un « régime tropical long » avec moins de six mois secs (moins de 15 mm), aucun mois ne dépassant 500 mm;

— la partie centrale des Hauts-Plateaux est soumise à un « régime tropical uniformisé », les mois les plus secs recevant au moins 15 mm d'eau, les mois les plus humides moins de 500 mm;

— enfin la région côtière du Sud-Ouest, du Bas-Mangoky à Tuléar, est soumise à un « régime tropical court », avec six mois ou moins de six mois recevant plus de 15 mm.

IV. BILAN DE L'EAU ET INDICES CLIMATIQUES

L'efficacité des précipitations peut être envisagée selon trois points de vue :

— agressivité des pluies ayant pour conséquences le ruissellement et l'érosion;

[1] Ch. P. Peguy (1961), pp. 225-228.

Tableau V

PRÉCIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES (en mm) [a]

Stations	Lat.	Alt. (m)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total	Indice de concentration saisonnière (PEGUY)
Ambanja	13°40	40	(538)	462	287	138	50	34	(25)	35	42	65	167	328	2171	4,7
Tsaratanana	16°47	550	(566)	399	302	62	10	2	(1)	2	2	47	140	353	1887	6,9
Antsirabe	19°52	1500	(294)	246	206	78	36	(13)	16	16	22	77	165	257	1426	3,8
Fianarantsoa	21°27	1168	(276)	218	166	50	30	21	(19)	(19)	21	36	133	226	1215	4,3
Ambohibary	19°37	1650	(285)	269	213	93	41	25	20	(16)	27	75	177	278	1519	3,6
Maevatanana	16°57	77	(471)	365	285	69	5	(1)	2	2	8	36	161	316	1728	7,2
Miandrivazo	19°32	71	(442)	260	217	48	8	7	(1)	8	15	53	136	229	1425	9,5
Beroroha	21°40	180	(200)	171	118	20	7	4	(2)	3	8	23	71	172	799	6,3
Majunga	15°44	36	(474)	359	272	60	9	3	(1)	2	2	25	109	243	1559	6,6
Maintirano	18°03	13	(212)	201	149	23	8	5	(3)	4	6	17	64	145	837	6,0
Morondava	20°17	5	(247)	221	118	15	7	7	(1)	2	7	11	18	124	779	9,4
Morombe	21°45	5	(114)	157	63	5	6	8	3	(0,5)	5	4	25	72	462	8,6
Tuléar	23°21	6	(89)	75	41	12	17	12	5	3	10	15	26	56	361	4,6

[a] D'après les publications du Service Météorologique de Madagascar. Chiffres entre parenthèses : minimum de saison sèche et mois de plus forte pluviosité. L'indice de concentration saisonnière de P. PEGUY est le rapport, calculé sur le régime moyen, du total le plus élevé possible offert par 3 mois consécutifs, au 1/3 des précipitations tombant pendant les 9 autres mois de l'année.

— conditions de l'écoulement et bilan hydrologique;
— besoins en eau de la végétation et évolution des sols.

1 La capacité érosive du climat

L'action du climat du point de vue de l'érosion des sols, peut être exprimée par l'indice de F. FOURNIER $C = p^2/p$, p représentant la hauteur d'eau reçue pendant le mois le plus arrosé de l'année, et p la hauteur des précipitations annuelles [1]. Le tableau VI montre les différentes valeurs de ce coefficient et de ses composantes pour les stations choisies.

Tableau VI

PLUVIOMÉTRIE ET CAPACITÉ ÉROSIVE DU CLIMAT

Stations	P (hauteur d'eau du mois le plus humide)	P (pluviométrie moyenne annuelle)	p/P	p^2/P Indice de FOURNIER
Ambanja	538	2171	0,25	134,5
Tsaratanana	566	1887	0,30	169,2
Antsirabe	294	1426	0,21	60,5
Fianarantsoa	276	1215	0,23	62,6
Ambohibary	285	1519	0,19	53,2
Maevatanana	71	1728	0,25	128,1
Miandrivazo	442	1425	0,31	137,0
Beroroha	200	799	0,25	50,0
Majunga	474	1559	0,30	142,2
Maintirano	212	837	0,25	53,6
Morondava	247	779	0,32	78,3
Morombe	157	462	0,34	53,2
Tuléar	89	361	0,25	21,9

Les valeurs de l'indice de FOURNIER sont particulièrement élevées : elles s'accordent mieux en gros aux nuances climatiques distinguées au paragraphe III que les valeurs de l'indice de concentration saisonnière de PEGUY (cfr tabl. V). Cependant, outre le fait que ces chiffres sont calculés à partir d'un régime moyen — ainsi dans les régions à tendance sèche ou aride, la pluviométrie du mois le plus arrosé peut varier dans de larges proportions : entre 85 et 923 mm à Maintirano, entre 73 et 614 mm à Morondava, entre 9 et 290 mm à Morombe, entre 5 et 338 mm à Tuléar (observations sur 25 années) — ils traduisent l'agressivité climatique comme un phénomène simple, alors que dans la nature celle-ci est fonction non seulement du relief et du coefficient d'infiltration du sol, mais aussi de la couverture végétale, laquelle est certainement le facteur le plus difficile à mettre en équation.

[1] F. FOURNIER (1960), p. 123 et ss.

2 Intensité et fréquence des précipitations

La notion d'agressivité climatique peut être encore précisée en considérant l'intensité et la fréquence des précipitations. Bien que dans ce domaine les mesures soient encore peu nombreuses et assez dispersées, elles présentent certaines caractéristiques importantes qui influent sur le potentiel d'érosion dans les régions étudiées.

A notre avis, un fait important se dégage des observations faites par la Section d'Hydrologie au bassin versant d'Androvakely dans la région de Tananarive [1] : au-delà de 50 mm par 24 heures, il est très rare d'observer en régime normal des pluies de faible intensité. On peut prendre arbitrairement ce chiffre comme caractéristique d'une forte agressivité climatique et en fonction des données météorologiques caractériser chacune des stations précédemment choisies par le nombre de jours de pluies supérieures ou égales à 50 mm dans chaque mois de l'année : c'est ce que nous avons fait dans le tableau VII.

Il est intéressant de constater qu'à une exception près — celle de Miandrivazo — les valeurs de ce nombre donnent pour les stations choisies, un classement sensiblement analogue à celui obtenu avec l'indice de capacité érosive de FOURNIER.

Dans cette question d'intensité, il faut d'ailleurs distinguer les pluies de régime normal de saison chaude, provoquées par des orages et qui se produisent le plus souvent au milieu ou en fin d'après-midi, et les pluies dues aux dépressions cycloniques.

D'après M. ALDEGHERI, ces deux régimes de précipitations journalières ont les caractéristiques suivantes [2] (cfr fig. 7 et 8) :

— Les pluies d'orage se produisent surtout au début de la saison des pluies en novembre et en décembre, mais on peut en observer pendant toute la saison, avec recrudescence fin mars début avril.

« Sur le hiétogramme d'une pluie orageuse, on peut en général distinguer trois parties :

— une période préliminaire d'intensité moyenne toujours inférieure à 10 mm/heure et de courte durée;

— le corps de l'averse proprement dite avec une forte ou très forte intensité moyenne de 80 à 100 mm/heure, de durée assez courte, 10 à 20 minutes, avec parfois un paroxysme de 5 minutes pouvant atteindre 200 à 500 mm/heure;

— la traîne, de faible intensité, passant très rapidement de 15 à 30 mm/heure au début, à 10 puis 5 mm/heure. La durée de cette traîne peut atteindre plusieurs heures ».

— Les pluies cycloniques sont régulières et de longue durée (plusieurs dizaines d'heures) avec des intensités toujours très faibles. Alors que les pluies d'orage couvrent des surfaces restreintes, les pluies cycloniques sont beaucoup plus étendues.

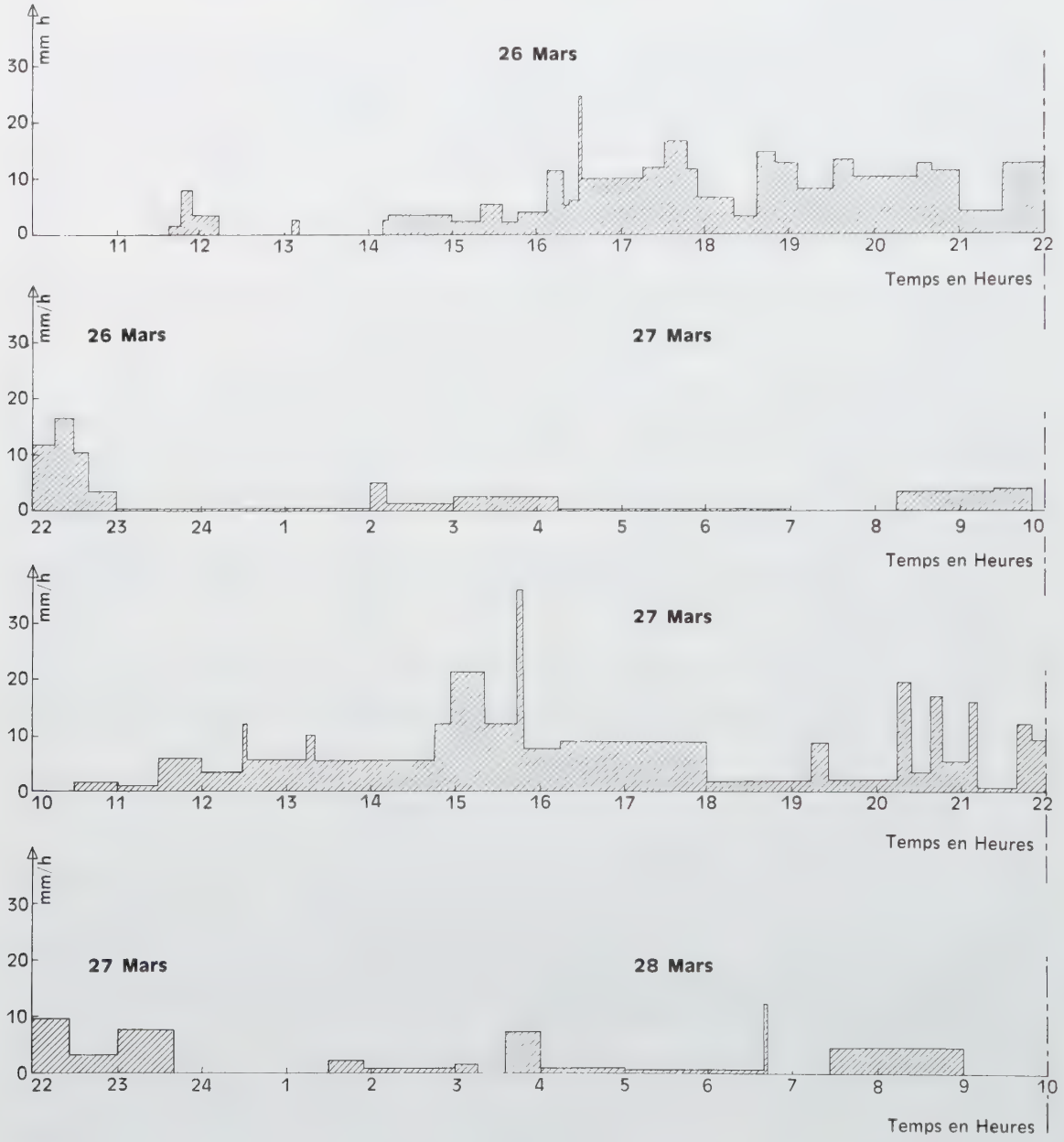
[1] BRESSON (1958), p. 9.
[2] M. ALDEGHERI (1964), p 129 et ss.

Figure 7

Hiétogramme de la pluie cyclonique

Du 26 au 28 Mars 1959

Hauteur totale de la précipitation
Du 26 à 11 h au 28 à 9 h - 169,5 mm



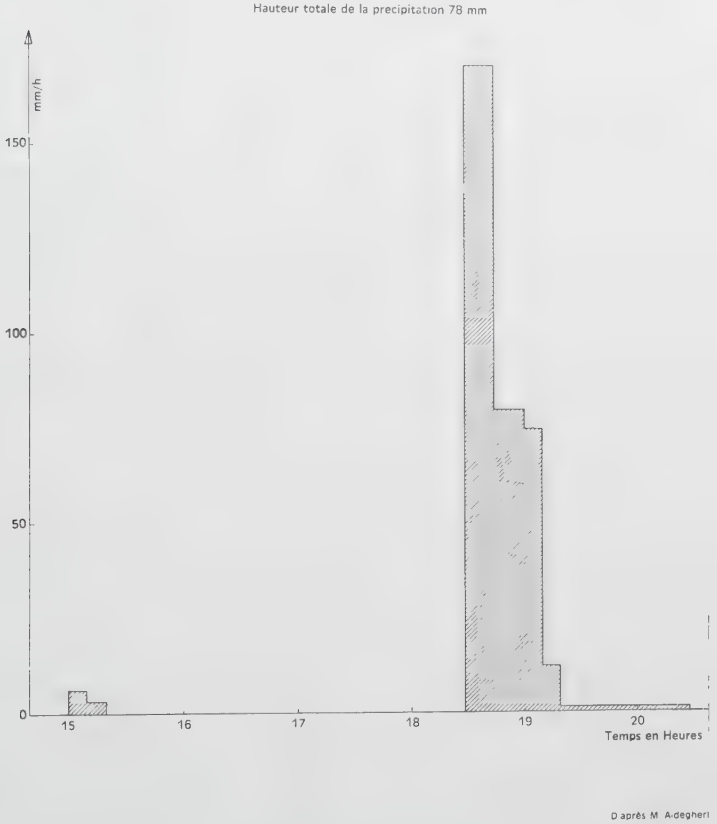
D'après M. Aldegheri

Des mesures faites au bassin versant d'Androvakely [1] par la Section d'Hydrologie durant la saison 1955-56, ont donné les ordres de grandeurs suivants.

(Valeurs maximales observées) :

	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril
mm/24 heures	44	96	75	63	23	49
Intensité mm/h.	169	141	187	78	22	41

Figure 8
Hiétogramme de la pluie d'orage
Du 29 Novembre 1962



La Section de Madagascar du Centre Technique Forestier Tropical a installé dans un certain nombre de stations de l'Ile des parcelles élémentaires pour évaluer le ruissellement et l'érosion, et des appareils de mesure des précipitations. Les résultats de trois campagnes d'observations (1959-1962) ont été réunis par B. SOUCHIER. De ce travail [2], nous extrayons les chiffres et commentaires suivants :

A Tananarive (Nanisana) 12 averses en 1960-61 et 12 averses en 1961-62 ont déterminé

[1] Y. BRESSON (1958).
[2] B. SOUCHIER (1963), p. 8 et ss., p. 55 et ss.

Tableau VII

INTENSITÉ ET ABONDANCE DES PRÉCIPITATIONS [a]

1 — NOMBRE DE JOURS DE PLUIE ⩾ 20 mm

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Ambanja	8,2	7,0	4,7	2,3	0,6	0,6	0,3	0,4	0,5	0,9	2,4	4,6	32,5
Tsaratanana	9,5	6,3	5,5	1,1	0,1					0,7	2,4	6,8	32,4
Antsirabe	4,8	4,4	3,3	1,3	0,3		0,1	0,1	0,2	1,0	2,2	4,5	22,2
Fianarantsoa	4,7	3,2	2,5	0 5	0,2				0,2	0,5	1,6	3,8	17,2
Ambohibary	4,4	4,8	3,3	1,3	0,3		0,1		0,2	1,0	2,8	4,4	22,6
Maevatanana	7,5	6,3	4,8	1,2					0,1	0,6	2,6	5,7	29,0
Miandrivazo	5,6	4,3	3,2	0,7	0,1	0,1		0,1	0,2	0,8	2,3	3,8	21,2
Majunga	7,5	5,3	4,3	0,9	0,2					0,6	1,8	4,2	24,8
Maintirano	4,5	3,0	2,8	0,5	0,1	0,1	0,1			0,1	1,0	2,3	14,7
Morondava	3,5	3,1	1,8	0,2	0,1	0,1			0,1	0,2	0,4	2,0	11,5
Morombe	1,7	2,0	0,9			0,1				0,1	0,5	1,2	6,5
Tuléar	1,1	1,1	0,7	0,1	0,2	0,1			0,2	0,2	0,7	0,7	5,1

2 — NOMBRE DE JOURS DE PLUIE ⩾ 50 mm

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Ambanja	3,0	2,5	1,3	0,4	0,2	0,2			0,1	0,2	0,6	1,4	9,9
Tsaratanana	2,8	1,7	1,0	0,2						0,2	0,4	1,3	7,6
Antsirabe	0,7	0,4	0,4	0,1						0,1	0,3	0,5	2,5
Fianarantsoa	1,0	0,7	0,4								0,3	0,4	2,7
Ambohibary	0,6	1,0	0,2									0,3	2,1
Maevatanana	2,9	1,8	1,4	0,3						0,1	0,8	1,7	9,0
Miandrivazo	1,3	1,2	0,9	0,2						0,2	0,3	0,6	4,7
Majunga	2,6	2,0	1,1	0,2							0,5	1,1	7,5
Maintirano	1,1	1,0	0,7								0,3	0,9	4,0
Morondava	1,2	1,0	0,7									0,7	3,6
Morombe	0,5	0,8	0,3								0,1	0,4	2,1
Tuléar	0,3	0,1	0,2								0,1	0,2	0,9

[a] D'après les Publications du Service Météorologique de Madagascar. Moyennes sur 25 ans.

plus de 85% des pertes en terre : soit 24 averses correspondant à 1060 mm sur un total de 2579 mm au cours de ces deux saisons. Pour ces averses remarquables, l'abondance a varié entre 19 et 65 mm/48 h, l'intensité maximale entre 0,7 et 5 mm/minute. « On constate que les pluies les plus érosives, et aussi les plus nombreuses parmi les pluies dites érosives, sont caractérisées par des hauteurs d'eau précipitée dépassant nettement 20 mm (30 mm paraissant être un seuil dans la généralité des cas), pouvent atteindre 50 à 60 mm, et dont l'intensité de pointe est en général voisine ou supérieure à 2 mm/minute. »

Tableau VIII

INDICES CLIMATIQUES [a]

Stations	Lat.	Alt. (m)	A_1	A_2	A	Ih	Ia	D
Ambanja	13°40	40	60,6	1,0	30,8	58,3	25,2	1,2
Tsaratanana	16°47	550	53,9	0	26,9	57,7	53,1	0,84
Antsirabe	19°52	1500	53,2	0,5	26,8	49,2	16,0	0,67
Fianarantsoa	21°27	1168	42,6	0,7	21,6	42,0	17,5	0,46
Ambohibary	16°57	77	57,7	0,7	29,2	50,8	12,1	0,65
Maevatanana	19°32	71	46,8	0	23,1	43,5	67,5	0,73
Miandrivazo	21°40	180	38,3	0	19,1	25,9	89,2	0,34
Beroroha	19°37	1650	22,2	0	11,1	0	175,6	0,09
Majunga	15°44	36	57,9	0	28,9	56,1	50,9	0,67
Maintirano	18°03	13	32,8	0,1	16,4	29,9	63,3	0,15
Morondava	20°17	5	31,4	0	15,7	14,7	95,3	0,09
Morombe	21°45	5	18,8	0	9,4	0	203,0	0,03
Tuléar	23°21	6	14,1	0	7,0	0	271,6	0,01

[a] *A*1 Indice d'aridité DE MARTONNE (moyennes annuelles).
*A*2 Indice d'aridité DE MARTONNE (mois le plus sec).
A Indice d'aridité DE MARTONNE-GOTTMANN.
Ih Indice d'humidité type THORNTHWAITE.
Ia Indice d'aridité type THORNTHWAITE.
D Indice de drainage HENIN.

Tableau IX

BILAN DE L'EAU ANNUEL (Chiffres en mm) [a]

Stations	P	Et	Er	$P - Er$	$Et - Er$
Ambanja	2183	1217	910	1273	307
Tsaratanana	1940	1750	820	1120	930
Antsirabe	1445	965	733	712	232
Fianarantsoa	1252	944	725	527	219
Ambohibary	1433	878	704	729	174
Maevatanana	1718	2131	970	748	1161
Miandrivazo	1235	2017	915	320	1102
Beroroha	740	2045	745	—	1300
Majunga	1659	1573	728	931	845
Maintirano	906	1209	635	271	574
Morondava	726	1311	619	107	692
Morombe	485	1495	510	—	985
Tuléar	349	1297	361	—	948

[a] Ces chiffres sont extraits de la publication de J. RIQUIER (1959 b).
P Pluviométrie moyenne annuelle.
Et Évapotranspiration potentielle selon la formule de PRESCOTT.
Er Évapotranspiration réelle d'après les graphiques pluie-évapotranspiration.
P -Er Excédent.
Et-Er Déficit.

Compte-tenu de ces résultats et des données fournies par le Service Météorologique, nous avons fait figurer dans le tableau VII, pour chacune des stations choisies, le nombre de jours de pluies supérieures ou égales à 20 mm dans chaque mois de l'année. Les chiffres moyens obtenus pour l'année sont évidemment moins dispersés, et par là moins représentatifs, que ceux obtenus avec les nombres de jours de pluies supérieures ou égales à 50 mm. Il semble que ces derniers soient plus représentatifs de l'agressivité climatique, surtout dans une grande partie de la zone sédimentaire (plus particulièrement dans le bassin de Majunga) où elle est certainement plus forte que sur les Hauts-Plateaux.

Ainsi à Tsaramandroso (région sédimentaire au sud-est de Majunga) sur trois années d'observations, on a mesuré 13 intensités par an supérieures à 15 mm en 15 minutes, contre 5 seulement à Tananarive [1].

3 Bilan de l'eau et écoulement

Le bilan physique de l'eau peut être déduit approximativement de formules à orientation hydrologique. Nous envisagerons d'abord, du point de vue des conditions d'écoulement, la notion d'aridité, notion empirique que complète celle de déficit d'écoulement (à ce sujet cfr également chapitre VI : les régimes hydrologiques).

A. L'indice d'aridité

Cet indice, conçu par E. de Martonne, a été appliqué aux données météorologiques malgaches par P. Duverge en 1947 [2]. Nous l'avons recalculé pour les stations déjà citées du versant occidental, en utilisant les données plus récentes publiées par le Service Météorologique (cfr tableau VIII).

Les valeurs élevées de cet indice n'ont pas de signification précise du point de vue de l'écoulement; par contre, les valeurs inférieures à 5 correspondent aux régions très arides et celles comprises entre 5 et 20 aux régions semi-arides [3].

En ce qui concerne les conditions de l'écoulement, il ne faut pas perdre de vue que cette notion d'aridité sur le versant occidental malgache, n'a de sens que pour les affluents et les cours d'eau dont les bassins versants s'étendent uniquement dans la couverture sédimentaire, les grands fleuves alimentés en partie sur les Hauts-Plateaux (massif ancien) ayant un régime mixte. Pour ces derniers, la tendance au manque d'écoulement en saison sèche augmentera donc en principe avec l'accroissement du rapport surface sédimentaire/surface cristallin dans le bassin versant (cfr chap. VI).

Par ailleurs on constate que, suivant en cela les caractéristiques d'ensemble de la pluviométrie, la tendance à l'aridité se manifeste d'une manière croissante du Cap Saint-André à la région de Tuléar. La limite occidentale de cette tendance est bien marquée sur la bordure

[1] B. Souchier (1963).

[2] P. Duverge (1947). Cet indice d'aridité $A = P/(T+10)$ a été calculé selon la formule utilisée par De Martonne et Gottman en 1942, c'est-à-dire en faisant la moyenne arithmétique de l'indice $A1$ correspondant aux moyennes annuelles de P et de T et de l'indice $A2$ établi à partir des valeurs de P et de T correspondant au mois le plus sec.

[3] Cfr Ch. P. Peguy (1961), p. 242.

du massif ancien au Nord-Ouest et à l'Ouest. Au Sud-Ouest — hauts bassins du Mangoky et de l'Onilahy — elle s'étend à une partie du socle : ainsi les valeurs de l'indice d'aridité sont de 11,5 pour Ihosy et de 13,5 pour Betroka.

B. Indices climatiques et Évapotranspiration

En portant sur un même graphique les hauteurs moyennes de pluies mensuelles et l'évapotranspiration potentielle (*Et*) — calculée ici d'après la formule de Prescott — on peut estimer l'évapotranspiration réelle, selon la méthode de Thornthwaite, en prenant comme hypothèse que le sol est capable d'emmagasiner en moyenne 100 mm d'eau restituable aux végétaux (cfr fig. 9 et 10).

L'évapotranspiration réelle (*Er*) est alors la quantité d'eau exprimée en mm qui retourne à l'atmosphère dans des conditions climatiques et édaphiques déterminées. Autrement dit, elle correspond au déficit d'écoulement (cfr tableau IX).

Quand le stock d'eau du sol est complètement retourné à l'atmosphère, l'évapotranspiration potentielle ne peut être satisfaite d'où une déficience. L'évapotranspiration réelle est égale à l'évapotranspiration potentielle pour tous les mois non sujets à déficience, et pendant les autres mois on a : $Er = Et$ — déficit (cfr fig. 9 et 10).

Si les pluies sont supérieures à l'évapotranspiration réelle, il y a excédent ($P - Er$), donc ruissellement ou drainage. Si l'évapotranspiration potentielle est supérieure à l'évapotranspiration réelle, il y a déficit ($Et - Er$) pour l'alimentation en eau des plantes. On peut d'après ces notions, et toujours selon la méthode de Thornthwaite, calculer des indices climatiques, en particulier :

— un indice d'humidité $Ih = \dfrac{\text{Excédent} \times 100}{Et}$

— un indice d'aridité $Ia = \dfrac{\text{Déficit} \times 100}{Et}$

Pour les stations choisies, on voit d'après les données du Tableau VIII que l'indice d'humidité *Ih* varie géographiquement comme l'indice d'aridité *A* de De Martonne-Gottman et qu'il s'annule dans le Sud-Ouest pour des valeurs de *A* voisines de 10 ou inférieures.

La comparaison des indices *Ih* et *Ia* permet bien de différencier pour chaque station les différentes nuances climatiques du versant occidental malgache. Le Sud-Ouest (Beroroha, Morombe, Tuléar) se trouve comme dans les autres critères choisis bien individualisé. La tendance à l'aridité est encore nettement prédominante dans l'Ouest (bordure du socle et sédimentaire — Morondava, Miandrivazo, Maintirano). Enfin, les régions du Sambirano (Ambanja), des Hauts-Plateaux (Ambohibary, Fianarantsoa, Antsirabe), du Nord-Ouest (bordure du socle et sédimentaire — Maevatanana, Majunga, Tsaratanana) diffèrent relativement peu par leur indice d'humidité, alors que la tendance à l'aridité est encore marquée pour le Nord-Ouest, nulle ou très atténuée pour le Sambirano et les Hauts-Plateaux centraux.

C. Drainage et Ruissellement

La constitution de la réserve en eau du sol est fonction de sa texture et de la profondeur d'enracinement du couvert végétal. Fixer à 100 mm cette réserve en eau représente donc un

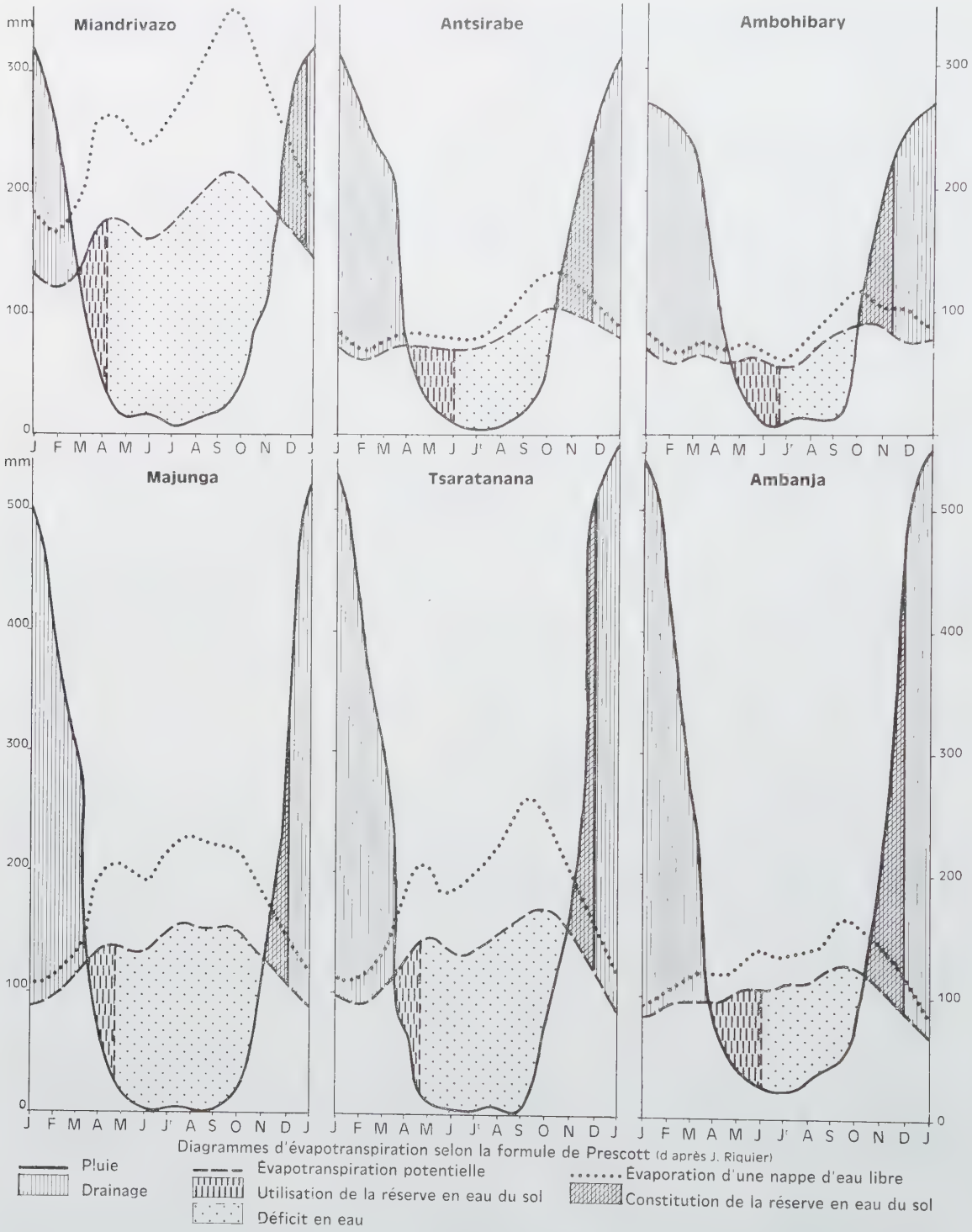

Miandrivazo
Antsirabe
Ambohibary
Majunga
Tsaratanana
Ambanja
mm
J F M A M J J A S O N D J
Diagrammes d'évapotranspiration selon la formule de Prescott (d après J. Riquier)
Pluie
Drainage
Évapotranspiration potentielle
Utilisation de la réserve en eau du sol
Déficit en eau
Évaporation d'une nappe d'eau libre
Constitution de la réserve en eau du sol

Figure 9

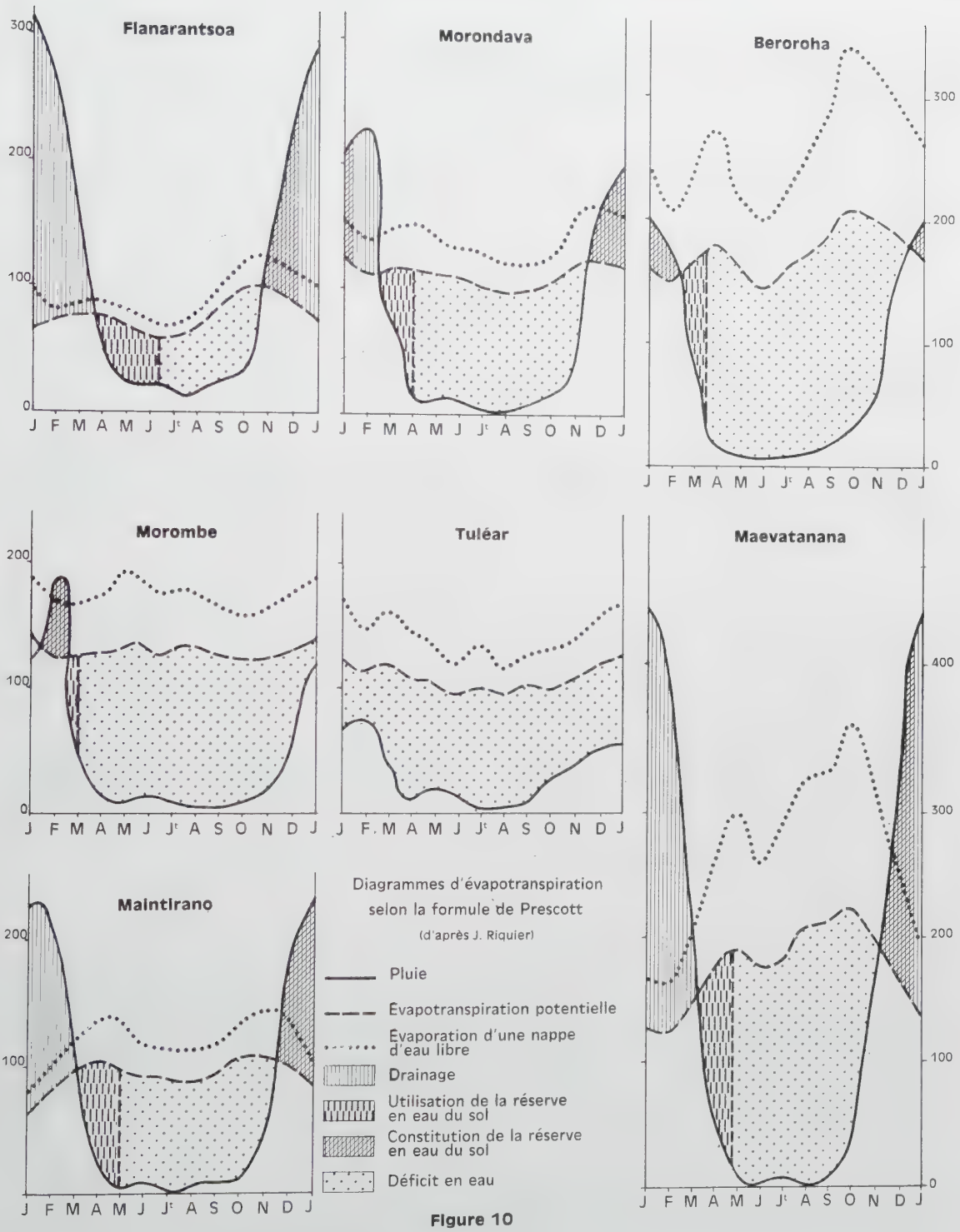

Flanarantsoa
Morondava
Beroroha
Morombe
Tuléar
Maevatanana
Maintirano
J F M A M J J A S O N D J
Diagrammes d'évapotranspiration
selon la formule de Prescott
(d'après J. Riquier)
Pluie
Évapotranspiration potentielle
Évaporation d'une nappe d'eau libre
Drainage
Utilisation de la réserve en eau du sol
Constitution de la réserve en eau du sol
Déficit en eau

Figure 10

choix arbitraire et des conditions moyennes. Compte tenu de ce fait, l'examen des graphiques Pluie — Évapotranspiration (formule PRESCOTT) (cfr fig. 9 et 10) montre que sur les Hauts-Plateaux centraux et dans le Nord-Ouest (cristallin et sédimentaire) le ruissellement et le drainage sont importants. Ils sont faibles dans la zone sédimentaire de l'Ouest, très faibles à nuls dans le Sud-Ouest.

Le calcul du drainage selon la formule proposée par S. HENIN [1] confirme cette subdivision du versant occidental malgache (cfr tableau VIII).

Dans la réalité, ce schéma est fortement modifié. Ainsi, le ruissellement est faible sous forêt sèche dans l'Ouest; dans la zone sédimentaire, les sols à dominance texturale sableuse sont fréquents et ont un coefficient d'infiltration élevé. Dans le Sud-Ouest du massif ancien et sur certaines séries sédimentaires gréseuses ou calcaires, les sols sont très superficiels d'où un important ruissellement, ce qui explique en particulier un écoulement temporaire, mais parfois très violent dans des zones où le seuil d'écoulement théorique n'est pas atteint (exemple le Fiherenana à Tuléar).

Les valeurs du seuil d'écoulement théorique et celles de la limite supérieure du déficit de l'écoulement, au-delà duquel tout accroissement des précipitations entraîne un accroissement identique de l'écoulement, permettent de se faire une idée plus précise des conditions climatiques de l'écoulement fluvial.

D'après les formules de L. TURC [2], le seuil d'écoulement varie entre 502 et 664 mm pour des températures moyennes de 24 à 28 °C, entre 287 et 354 mm pour des températures moyennes de 16 à 19 °C. On voit, d'après ces valeurs théoriques et les données pluviométriques annuelles que, compte tenu des réserves déjà faites pour les fleuves à régime mixte, le ruissellement et l'infiltration, l'écoulement théorique est nul dans le Sud-Ouest, faible dans l'Ouest sédimentaire. Toujours d'après les formules de TURC et dans les mêmes intervalles de températures moyennes, la limite supérieure du déficit d'écoulement varie entre 1590 et 2100 mm d'une part, entre 910 et 1120 mm d'autre part. On voit d'après ces chiffres, que les précipitations annuelles excédant la limite supérieure du déficit, et se retrouvant par conséquent en totalité dans l'écoulement fluvial, seront surtout importantes sur les Hauts-Plateaux centraux et les zones montagneuses élevées, à un degré moindre dans le Sambirano.

D. BIOCLIMATS ET VÉGÉTATION CLIMACIQUE

Les considérations climatiques faites à partir des moyennes annuelles permettent d'apprécier les actions physiques du climat envisagées comme un phénomène global. De ce fait, elles se révèlent fructueuses dans l'étude de certains phénomènes naturels qui en sont la résultante, en particulier l'altération des roches et la pédogenèse.

Les mêmes préoccupations, du point de vue biologique ou biogéographique, ont amené certains auteurs à proposer des classifications bioclimatiques. Parmi celles-ci, la classification

[1] S. HENIN et J. TERNISIEN (1944). La formule de cet indice est $D = \gamma P^3/(1+\gamma P^2)$, P étant la pluviométrie moyenne annuelle, avec $\gamma = 1/(0{,}15\ T-0{,}14)$, T étant la température moyenne annuelle.

[2] L. TURC (1954-1955). En fonction de la température déterminée, la fonction $f(T) = 0{,}316(300+25\ T+0{,}05\ T^3$, constitue le seuil d'écoulement, alors que la fonction $g(T) = 300+20\ T+0{,}05\ T^3$ définit la limite supérieure du déficit de l'écoulement fluvial.

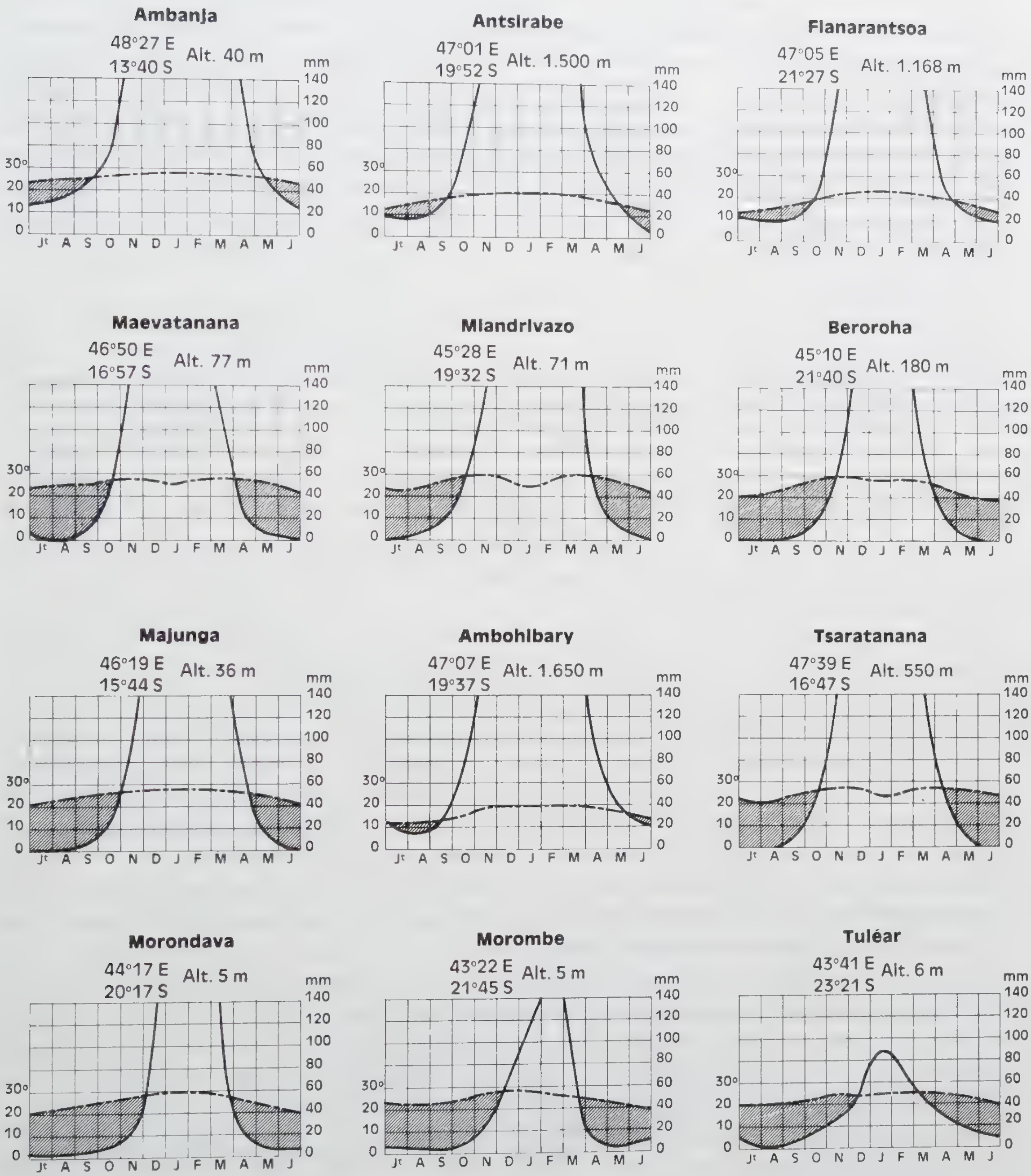


Figure 11

Diagrammes Ombrothermiques

—·—·— Courbe thermique

——— Courbe ombrique

de BAGNOULS et GAUSSEN basée sur les diagrammes ombrothermiques [1], a pris un grand développement en écologie végétale. Dans la conception de ces auteurs, un mois est sec quand le total des précipitations en mm est égal ou inférieur au double de la température en degrés Centigrades.

Récemment W.M. MEHER-HOMJI a appliqué et élargi les méthodes de l'école GAUSSEN pour les bioclimats indiens et les types analogues dans le monde [2]. Nous avons pris comme référence les bioclimats définis par cet auteur qui cite d'ailleurs quelques exemples malgaches.

Sur le versant occidental malgache, la courbe thermique est toujours positive (cfr fig 11) c'est-à-dire que cette région se classe par son climat dans le grand groupe des climats chauds et tempérés chauds.

Le Sud-Ouest possède un bioclimat « hémiérémique » (subdésertique chaud) à tendance tropicale. Tuléar et Morombe peuvent être prises comme stations types. La végétation représentative est une brousse à Euphorbes et Didierea (Scrub). On observe également dans ce bioclimat la forêt tropicale décidue sèche, la savane et la mangrove.

Le bioclimat « thermoxérochiménique » (tropical) s'étend à la plus grande partie du versant occidental, avec pendant les mois les plus froids des températures moyennes supérieures à 15 °C et des jours courts pendant la saison sèche. On peut y distinguer les nuances suivantes :

— Caractère accentué avec 7 à 8 mois secs : ce type bioclimatique intéresse le sud-ouest du massif ancien, la quasi-totalité du bassin sédimentaire de Morondava et la région du Cap Saint-André.
Les stations types sont : Beroroha, Morondava, Miandrivazo, Maintirano, Maevatanana. Les savanes et la mangrove sont les types de végétation les plus fréquents, plus rarement le Scrub, mais le type originel est la forêt tropicale décidue sèche.

— Caractère moyen avec 5 ou 6 mois secs : ce type bioclimatique s'étend à la plus grande partie des Hauts-Plateaux et à toute la zone sédimentaire du Nord-Ouest. Les stations types sont : Ambanja, Majunga, Tsaratanana. La végétation originelle est la forêt tropicale décidue sèche dans la zone sédimentaire du Nord-Ouest, la forêt basse sclérophylle sur la bordure occidentale des Hauts-Plateaux, la forêt tropicale ombrophile sur les Hauts-Plateaux et dans le Sambirano. La végétation actuelle est le plus souvent la savane ou la pseudo-steppe [3], cette dernière dominant presque exclusivement sur le massif ancien. La mangrove est également fréquente sur les côtes.

Enfin les zones d'altitude élevée supérieure à 1500 mètres ont un bioclimat du type « mésoxérochiménique » (température du mois le plus froid inférieure à 15 °C) avec un caractère moyen, c'est-à-dire 5 à 6 mois secs. Les stations types sont : Antsirabe, Ambohibary, Fianarantsoa. La végétation originelle est la forêt tropicale ombrophile remplacée souvent par la brousse éricoïde — *Savoka* à Philippia [4] — ou la pseudo-steppe.

[1] F. BAGNOULS et H. GAUSSEN (1957). Le diagramme ombrothermique est établi en portant en abscisse le mois de l'année, en ordonnée les précipitations en mm à droite, les températures en °C à gauche à une échelle double de celle des précipitations (cfr fig. 11).

[2] W. M. MEHER-HOMJI (1963).

[3] D'après J.L. TROCHAIN (1954), la pseudo-steppe est un peuplement paraissant physionomiquement ouvert mais pouvant être saisonnièrement saturé, constitué soit de graminées xéromorphiques (cas du versant occidental malgache), soit d'halophytes.

[4] Le terme malgache « savoka » s'applique à toute végétation secondaire qui fait suite à la destruction de la forêt tropicale ombrophile. Il semble que la brousse éricoïde à Philippia constitue un des types de savoka les plus dégradés et précède souvent la pseudo-steppe dans la série régressive de climat humide définie par H. PERRIER DE LA BATHIE et H. HUMBERT (1927). Cfr également à ce sujet J. HERVIEU (1960), p. 14 et ss.

Cette classification a le mérite d'intégrer les données climatiques dans le cadre de la couverture végétale. Cependant, outre le fait que la composition botanique des milieux végétaux peut être assez fluctuante (par exemple il semble exister une série d'intermédiaires entre le bush xérophytique ou scrub et la forêt tropicale sèche décidue), il semble que sur le versant occidental malgache des types différents de végétation originelle aient pu coexister sous un même type bioclimatique. Cela paraît s'appliquer surtout aux formations forestières, les conditions édaphiques jouent un rôle important dans leur répartition, mais aussi aux formations secondaires [1].

Ainsi la réalité naturelle s'écarte parfois beaucoup des subdivisions bioclimatiques basées sur les moyennes météorologiques. Le climat actuel n'étant pas le seul facteur en jeu, on constate que sur le versant occidental, les types de végétation originelle ne correspondent pas toujours à des nuances bioclimatiques précises telles que nous les avons définies ci-dessus, mais sont seulement prédominants dans les grandes subdivisions. Enfin, l'action de l'homme a contribué au large développement des types de végétation secondaire dont l'ubiquité n'est pas le moindre caractère.

CONCLUSION

1 Zonalité climatique

La position géographique de Madagascar, son relief accentué et son extension, confèrent à ce pays tropical une zonalité climatique subméridienne à laquelle les régions de haute altitude apportent encore des diversités régionales.

2 Caractéristiques d'ensemble

La quasi-totalité du versant occidental malgache est soumise à un climat tropical typique, à un maximum unique de saison chaude, dont les nuances varient d'Est en Ouest (continental à maritime) et du Sud-Ouest au Nord-Est (semi-aride à humide).

La température moyenne annuelle varie entre 16 et 19 °C sur les Hauts-Plateaux et dans les zones montagneuses, entre 24,5° et 27,5°C sur la bordure du massif ancien, dans la zone sédimentaire et les régions côtières.

L'évapotranspiration potentielle varie entre 1200 et 1500 mm dans les basses plaines alluviales, elle dépasse 2000 mm dans la zone sédimentaire intérieure, elle est voisine de 900 à 1000 mm sur les Hauts-Plateaux.

[1] H. Perrier de la Bathie (1921 a, distinguait dans la région centrale : formation des marais, forêt à sous-bois herbacé, silve des cimes, broussailles éricoïdes des hautes altitudes, bois des pentes occidentales, pelouse à xérophytes. Dans la région occidentale : marais à Raphia, forêt des alluvions et des bords des cours d'eau, bois des collines latéritiques, bois des plateaux calcaires, bois des collines arénacées, bush à xérophytes.

H. Humbert (1954), p. 443 écrit : « L'ouest de Madagascar, entre autres, offre des exemples indiscutables de *climax édaphiques* : les forêts primaires des plaines de cette région présentent, sous un même climat, dans un même secteur, des différences physionomiques et floristiques en corrélation avec la nature des sols... »

3 Bilan de l'eau

Les indices climatiques permettent de préciser le bilan de l'eau dans les sols et les cours d'eau et de dégager les tendances régionales. Ainsi du Sud-Ouest au Nord-Est, l'indice d'aridité de DE MARTONNE-GOTTMANN varie entre 7,0 et 30,8, l'indice d'humidité type THORNTHWAITE entre 0 et 58, l'indice de drainage HENIN entre 0,01 et 1,2. L'indice d'aridité type THORNTHWAITE est maximum au Sud-Ouest et dans la dépression périphérique du massif ancien, minimum en altitude : il varie entre 12 et 271.

Ruissellement et drainage sont importants sur les Hauts-Plateaux centraux et dans le Nord-Ouest, faibles dans la zone sédimentaire de l'Ouest, très faibles à nuls dans le Sud-Ouest mais les moyennes masquent le caractère souvent violent des précipitations.

Les précipitations annuelles se retrouvant en totalité dans l'écoulement fluvial, sont surtout importantes sur les Hauts-Plateaux et dans les zones montagneuses, à un degré moindre dans l'Extrême-Nord.

4 Agressivité climatique

Les variations interannuelles de la pluviosité, le caractère orageux ou parfois cyclonique des précipitations, les limites souvent bien tranchées de la saison sèche et la longueur relative de celle-ci, ont des conséquences fondamentales pour l'érosion des sols et l'enlèvement des matériaux alluviaux. Les valeurs élevées de certains indices (PEGUY, FOURNIER) illustrent ce fait.

L'agressivité climatique est également fonction de l'intensité des pluies, particulièrement élevée. Le nombre de jours de pluies supérieures ou égales à 20 mm varie entre 5,1 et 32,5, celui de jours de pluies supérieures ou égales à 50 mm entre 0,9 et 9,9.

5 Végétation climacique

Sous les bioclimats du versant occidental, les végétations représentatives sont : la la brousse à Euphorbes et Didierea dans le Sud-Ouest, la forêt tropicale décidue sèche, la pseudo-steppe et la mangrove. La forêt tropicale ombrophile n'est présente que dans certaines zones d'altitude élevée (plus de 1500 m) dans la région du Sambirano.

La végétation est fréquemment dégradée en formations secondaires plus ou moins ouvertes, et, quel que soit son type de formation, ne joue que très imparfaitement son rôle d'écran, de régulateur.

Les indices climatiques ne définissent que des ordres de grandeur ou des valeurs comparatives et ne peuvent tenir compte des multiples facteurs locaux. De plus, les précipitations, le ruissellement et l'infiltration, l'écoulement n'obéissent pas seulement à des moyennes. Sans faire appel à des conceptions catastrophiques, les paroxysmes dans les phénomènes climatiques sont fondamentaux en pays tropical pour interpréter les manifestations du couple érosion-sédimentation.

CHAPITRE VI

LES COURS D'EAU

I. L'ADAPTATION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

Il semble à priori que les problèmes du réseau hydrographique sur le versant occidental malgache s'insèrent dans un contexte morphologique relativement simple dans son ensemble, dont les traits essentiels sont les suivants :

— érosion différentielle prolongée dans un massif ancien métamorphique ayant subi un soulèvement considérable à la suite d'orogenèses anciennes, la dernière étant antécambrienne.

— dépression périphérique généralisée ou dépressions bordières localisées au contact du socle, dues à l'érosion d'une couverture sédimentaire discordante ou parfois à des failles.

— relief de « cuestas » plus ou moins marquées dans des bassins sédimentaires à couches tabulaires inclinées, le plus souvent à faible pendage, mais fréquemment faillées par une tectonique cassante verticale de grande ampleur en profondeur, moins importante en surface, jusqu'à la période postéocène [1]. Cette tectonique verticale a affecté également à plusieurs reprises le socle cristallin.

1 Le tracé du réseau hydrographique en milieu métamorphique

A. Les influences structurales

On peut dire que, malgré une importante couverture d'altération, les influences structurales sont prédominantes dans le tracé du réseau hydrographique du massif ancien. Malgré une direction générale subméridienne, dans le détail l'orientation des schistes cristallins est très variable, les structures arquées ou elliptiques sont fréquentes.

En moyenne, les valeurs des pendages sont très fortes, supérieures à 45° : il en résulte pour les vallées parallèles aux plis ou suivant des lignes de failles, des profils transversaux en *V* très encaissés. Cependant, l'état de dissection du relief est également variable et dans les surfaces d'aplanissement, on observe des vallées à versants convexes et fonds plats plus ou moins bien drainés.

En général, les axes principaux de drainage présentent une suite caractéristique de tracés à pente longitudinale modérée concordant avec la structure, avec parfois des biefs

[1] H. Besairie (1960), pp. 101-105.

marécageux, et de tracés discordants à pente forte, entrecoupés de rapides et de seuils rocheux (tracés en « baïonnettes »). Cependant, ce phénomène est d'autant plus net qu'on se rapproche de la bordure occidentale du massif cristallin, par suite de la diminution d'épaisseur de l'écorce d'altération ou de sa discontinuité (reliefs « pseudo-appalachiens »).

Dans le détail, la plupart des fleuves et rivières présentent un tracé extrêmement tourmenté : il faut admettre dans certains cas que les influences structurales se sont exercées sur un cours déjà très sinueux, à méandres d'érosion, établi sur des surfaces d'érosion moins disséquées, à écorce d'altération assez homogène. De tels tracés peuvent être observés actuellement sur des surfaces d'aplanissement de moyenne altitude (500 à 1100 m) telles que celles de la Zomandao, de Mandoto, de Belobaka, etc. [1].

Enfin, sur les vieilles pénéplaines et dans les plaines de niveau de base local assez étendues, les rivières présentent souvent des tracés extrêmement sinueux à méandres libres ou tremblés.

C'est également sur les surfaces d'aplanissement plus ou moins anciennes, profondément altérées, que l'on peut observer un réseau secondaire de drainage ramifié, parfois de type *dentritique* relativement indépendant de la structure. Dans les autres cas, le réseau secondaire est nettement conditionné par les grands traits structuraux : granites en lames, chaînes quartzitiques, batholites granitiques, complexes intrusifs, édifices volcaniques plio-quaternaires. Sa densité est à la fois fonction du coefficient de dissection du relief et de la continuité de l'écorce d'altération; quand ces deux facteurs sont bien développés (cas des reliefs « polyédriques ») on constate que les phénomènes d'érosion accélérée sont les plus intenses (Exemple : haut bassin versant de la Betsiboka).

B. Réseau hydrographique et géomorphologie cyclique

S'appuyant sur les conceptions de la géomorphologie « davisienne » F. Dixey pense qu'il existe une relation entre le cours supérieur des fleuves et les surfaces d'érosion les plus élevées [2]. Les parties anciennes des rivières auraient une direction générale nord-sud conforme à la direction générale des formations du socle, alors que leur cours inférieur plus récent s'écoule plus ou moins brutalement vers l'est ou l'ouest par suite d'un basculement des surfaces d'érosion méso- et fin tertiaire.

Si l'ancienneté des grands axes du réseau hydrographique est très probable, et confirmée par leur tracé dans la couverture sédimentaire, les multiples influences structurales et tectoniques dans le massif ancien rendent aléatoires les hypothèses de relations entre anciennes surfaces et systèmes hydrographiques. En effet, la reconstitution même de ces anciennes surfaces est délicate faute de formations corrélatives ou de relations stratigraphiques précises [3].

En ce qui concerne les surfaces d'érosion les plus récentes, l'existence d'une surface méso-tertiaire telle que la définit F. Dixey, surface affectant non seulement le socle ancien mais aussi une grande partie de la zone sédimentaire (Karroo, Jurassique, Crétacé et Eocène)

[1] Ces surfaces d'aplanissement ont été rattachées par F. Dixey à deux surfaces cycliques : méso-tertiaire et fin tertiaire (1956).

[2] F. Dixey (1956).

[3] F. Dixey reconnaît lui-même qu'il peut en outre s'agir dans certains cas de surfaces à deux cycles ou même polycycliques.

est cependant intéressante à considérer comme point de départ du réseau hydrographique actuel dans une partie importante de son étendue. Toutefois, l'abaissement graduel de cette surface vers l'ouest, depuis une altitude maximale de 1100 mètres jusqu'à une altitude voisine de 200 mètres, interfère avec le fait que la quasi-totalité des plateaux de la zone sédimentaire sont inclinés puisqu'ils appartiennent à des structures monoclinales. Là encore, les formations corrélatives font défaut et les preuves d'un recoupement des strates sédimentaires par d'anciennes surfaces d'érosion ne sont pas établies.

Quant à la surface fin tertiaire, que F. DIXEY fait commencer un peu au-dessus du niveau de la mer et qui peut atteindre 900 mètres d'altitude, elle pourrait être considérée comme le point de départ d'une grande partie du réseau hydrographique secondaire actuel. Cependant, admettre ici l'existence d'une surface monocyclique, c'est faire abstraction d'une part, de l'importante dénivellation au contact socle sédimentaire, probablement déjà très différenciée à cette époque, d'autre part, de l'origine complexe des unités géomorphologiques rattachées à cette surface par F. DIXEY : fossés tectoniques comme l'Alaotra-Mangora, cuvettes de comblement alluvial comme celle de Ranotsara, surfaces d'aplanissement vraies dans le socle comme celle de la Zomandao [1].

De toute façon, une telle évolution cyclique paraît difficile à suivre le long des grandes vallées du versant occidental : aussi bien dans le cristallin que dans le sédimentaire, gorges et vallées mûres se succèdent, où se mêlent les influences lithologiques, structurales et tectoniques, sans parler des oscillations paléoclimatiques possibles [2].

2 Le tracé du réseau hydrographique des bassins sédimentaires

A. Développement de la dépression périphérique

La dépression périphérique du massif ancien est plus ou moins bien marquée en fonction de l'affleurement des couches tendres que l'érosion a entaillées au contact du socle d'une part (déblaiement de la surface de discordance), de la continuité et de l'abrupt du relief de « côte » qui fait suite à cette dépression subséquente d'autre part.

D'Ambilobe à Majunga existe une étroite dépression dans les formations du Trias, tandis que les grès de l'Isalo I, à pendage relativement élevé (10 à 14°) forment une « cuesta » bien marquée [3].

Dans le bassin de Majunga, ce sont surtout les formations gréseuses tendres de l'Isalo qui ont été déblayées (localement les argiles du Jurassique) tandis que le talus monoclinal des grès du Crétacé moyen, puis à l'ouest de la Betsiboka, des plateaux calcaires du Jurassique moyen, est très bien marqué par suite du très faible pendage des couches [4]. On observe une disposition analogue dans la moitié nord du bassin de Morondava.

Au sud de la Tsiribihina, la dépression subséquente (Couloir Sakaménien) est plus confuse, le grand escarpement à regard ouest étant toujours très marqué (Bongolava).

[1] J. HERVIEU (1963).
[2] J. HERVIEU (1964).
[3] A. GUILCHER (1961).
[4] H. BESAIRIE (1954), p. 69.

L'Isalo I prend ici les allures d'une chaîne montagneuse plus ou moins morcelée, précédée de côtes secondaires dans les formations gréseuses de la Sakamena supérieure (moyen Mangoky).

B. Ancienneté du tracé cataclinal

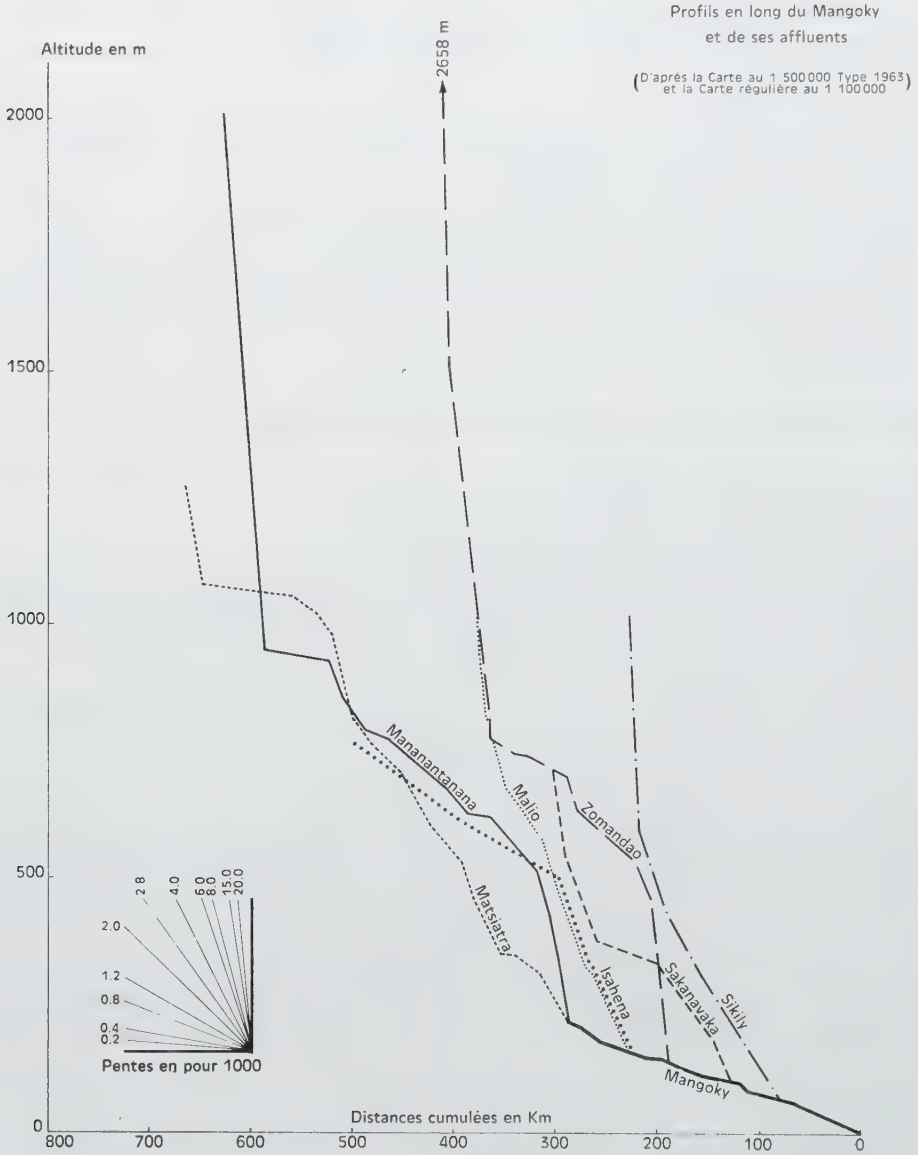
Le tracé des grands axes fluviatiles dans la zone sédimentaire apparaît comme très ancien, surimposé, et lié au développement d'un réseau original conséquent, c'est-à-dire

Figure 12

Cours d'eau du Sud-Ouest

Profils en long du Mangoky
et de ses affluents

(D'après la Carte au 1 500 000 Type 1963
et la Carte régulière au 1 100 000)



conforme à la pente originelle de la surface d'émersion [1]. En effet, les grands cours d'eau paraissent liés surtout aux pendages et aux faciès lithologiques. Ils ne suivent une direction monoclinale (transverse au pendage) que sur des parties très localisées de leur cours. Ainsi certains fleuves suivent la dépression périphérique pendant un trajet relativement court après leur sortie du massif ancien : c'est le cas du Mangoky qui a déblayé facilement les couches tendres de la Sakamena (schistes et pélites) entre Ambatovory et Iakavia. Mais à partir de ce village, le fleuve oblique vers le sud-ouest et traverse en percée cataclinale dissymétrique les grès de la Sakamena supérieure.

A sa sortie du socle, l'Ikopa rejoint la Betsiboka en suivant la dépression périphérique. La Mahavavy du Nord la suit également avant de traverser la cuesta de l'Isalo.

Il est possible que des phénomènes anciens de capture se soient produits, en particulier dans la dépression périphérique, lors du développement ultérieur du réseau subséquent dans les zones de moindre résistance. Ainsi le Manambolo actuel sort du massif ancien au nord d'Ankavandra et, fait exceptionnel, ne pénètre la série jurassique en percée cataclinale que 50 km plus au sud, après avoir traversé la dépression périphérique selon un tracé très sinueux. Aussi les gorges pittoresques de ce fleuve dans le Bemaraha pourraient bien être le témoin d'un ancien tracé cataclinal orienté est-ouest dont une partie des tributaires ont été capturés vers le sud par le réseau de la Tsiribihina.

L'ancienneté et la surimposition des tracés cataclinaux du réseau hydrographique est encore attestée par la présence de beaux méandres encaissés dans les séries sédimentaires résistantes à l'érosion (Jurassique, Basaltes crétacés, grès du Crétacé moyen, calcaires éocènes), en particulier sur l'Onilahy, le Bas-Mangoky, la Tsiribihina, le Manambolo, le Mahavavy du Sud, la Basse Betsiboka. Bien que ces méandres suivent localement des accidents tectoniques (en particulier des réseaux de failles subverticales) comme c'est le cas pour le Mangoky dans la traversée de la série jurassique, certains comme ceux de l'Onilahy et de la Tsiribihina, ont une forme très régulière et sont incontestablement des formes de creusement. Les dimensions variées de ces méandres sont dues au fait que la résistance des roches encaissantes n'est pas uniforme, et que les faciès des séries sédimentaires varient rapidement d'est en ouest.

Signalons également la surimposition du haut cours de la Sambao dans le dôme cristallin de Bekodoka, qui constitue une « fenêtre » dans la couverture sédimentaire et que cette rivière traverse après avoir pris sa source dans les terrains de l'Isalo.

C. Les vallées subséquentes

Le développement du réseau secondaire subséquent paraît étroitement lié au développement du relief de « côtes » par suite d'une longue évolution à partir du réseau originel conséquent.

Ces rivières subséquentes atteignent un maximum de développement dans la dépression périphérique, alimentées par les nombreux petits cours d'eau en provenance du massif ancien et parfois par un réseau obséquent (ou anaclinal) drainant les reliefs de côtes, assez dense,

[1] H. Baulig (1956), p. 445.

d'autant plus d'ailleurs que le front de côte est moins abrupt : c'est le cas dans le bassin de Morondava, en particulier pour l'Isalo.

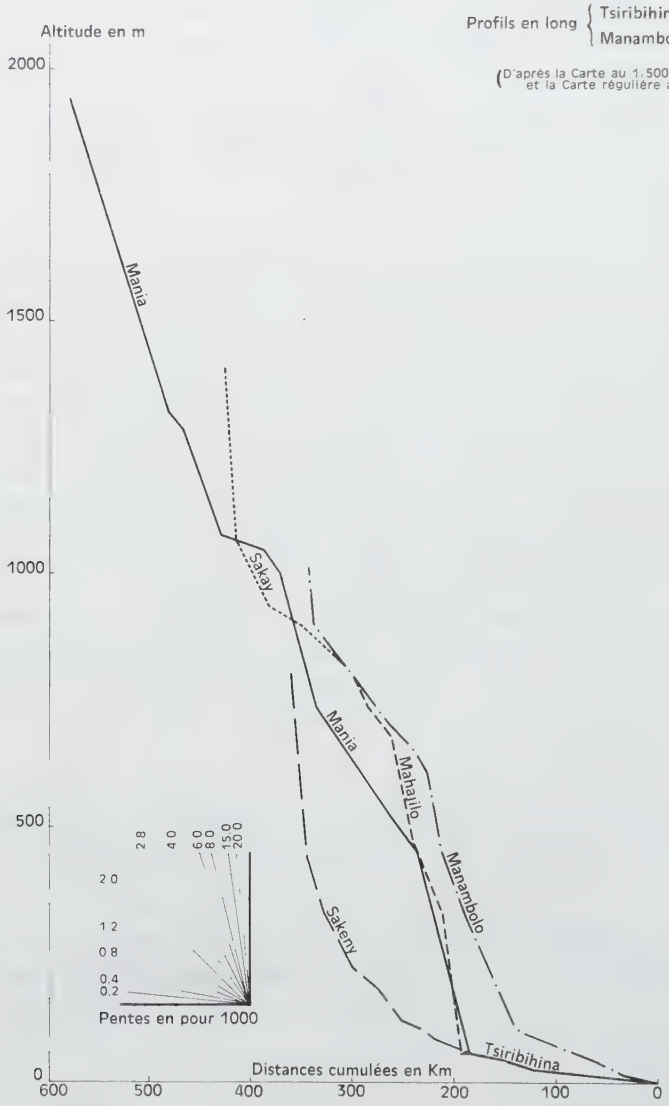
Le développement des vallées subséquentes se poursuit d'ailleurs jusque dans les zones basses des bassins versants où l'écoulement revêt parfois un aspect diffus ou intermittent. Chacune de ces vallées est alimentée également, le plus souvent selon un rythme saisonnier, par les petites rivières conséquentes développées sur les surfaces structurales des différentes séries, lesquelles sont nombreuses, même en terrains calcaires. Ce réseau conséquent secondaire est plus étendu dans le bassin de Majunga par suite du très faible pendage des couches.

Figure 13

Cours d'eau du Centre-Ouest

Profils en long { Tsiribihina et ses affluents / Manambolo

(D'après la Carte au 1.500000 Type 1963 et la Carte régulière au 1/100000)



3 Les caractères des profils en long

A. Cours d'eau à bassin versant mixte

Tous les profils en long des cours d'eau dont le bassin versant s'étend en partie dans le massif ancien, se caractérisent par une très importante rupture de pente au contact socle sédimentaire (cfr fig. 12, 13 et 14) : d'un profil « en escalier » à biefs et rapides en amont, on passe dans la zone sédimentaire à un profil plus ou moins régularisé, où les changements de pente sont en général peu marqués.

Cette rupture de pente caractéristique a lieu précisément au dernier seuil rocheux de roches métamorphiques, parfois à l'intérieur même du massif ancien, par suite de l'érosion régressive. Sur le Mangoky par exemple, le dernier seuil rocheux se trouve à 8 km en amont de la sortie du massif ancien qui se fait par des gorges profondes de 200 à 300 m. Pour la Betsiboka et l'Ikopa, la Mahajamba, la Bemarivo et la Sofia, ce seuil se trouve au contact du cristallin et de l'Isalo, sans recul sensible à l'intérieur du massif ancien. Il en est de même pour les affluents de la Tsiribihina : Mahajilo et Mania. Pour le Sambirano, cette rupture de pente a lieu nettement à l'intérieur du socle car la vallée suit un accident tectonique dans celui-ci. Sur la Mahavavy du Nord, elle se produit au contact socle-sédimentaire.

B. Rivières de la couverture sédimentaire

Les cours d'eau dont le bassin versant s'étend en quasi-totalité dans la zone sédimentaire, tels par exemple, le Fiherenana, la Morondava, les grands affluents du Mangoky, ne présentent pas de ruptures de pente importantes comme les précédents (cfr. fig 12, 13, 14 et 15).

Tableau X

Valeurs de pentes longitudinales pour les cours d'eau à bassins versants mixtes (cristallin + sédimentaire)
Valeurs en pour-mille

	Pente moyenne [a] dans le massif ancien	Pente moyenne sur la bordure occidentale du massif ancien		Pente moyenne dans la zone sédimentaire
Matsiatra	3,3	4,0		
Mananantanana	2,5	5,0	Mangoky	0,75
Zomandao	2,5	9,1		
Mania	3,5	8,0		
Mahajilo	3,5	14,0	Tsiribihina	0,27
Betsiboka	2,7	4,2		
Ikopa	3,7	6,3 à 10,0	Basse Betsiboka	0,27
Manambolo	4,5			0,9
Mahavavy du sud	5,9			0,7
Sambirano	19,6			0,8
Mahavavy du nord	12,1			0,9

[a] Dans la calcul de la pente moyenne, il n'est pas tenu compte de la partie tout à fait en amont du profil où la pente atteint des valeurs très élevées (cfr fig. 12, 13 et 14).

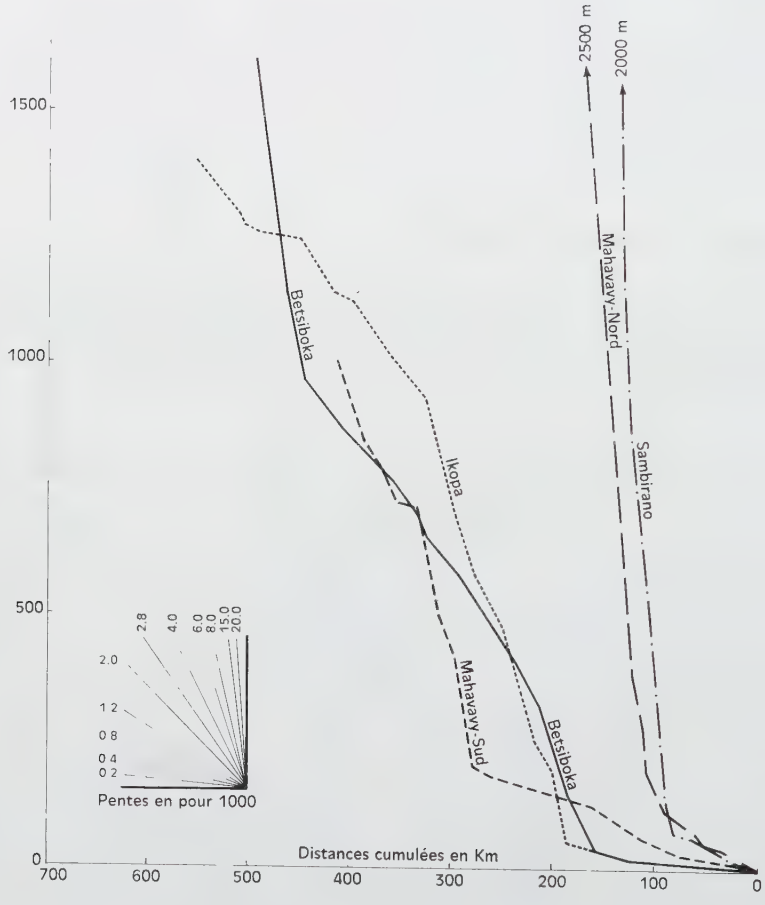
La rivière Sambao constitue cependant un cas intermédiaire, avec une rupture de pente notable en aval du dôme cristallin de Bekodoka ; la rivière Manambaho également en aval du complexe intrusif d'Amberenjy.

Figure 14

Cours d'eau du Nord-Ouest

Profils en long
- Betsiboka-Ikopa
- Mahavavy du Sud
- Sambirano
- Mahavavy du Nord

(D après la Carte au 1/500 000 Type 1963 et la Carte régulière au 1/100 000)



C. Profils en long et profils d'équilibre

Il est bien évident que dans le massif ancien la pente moyenne donne une idée comparative de la capacité de transport pour un débit donné, mais ne correspond pas le plus souvent à

la pente réelle du lit ou de la surface de l'eau, par suite de la fréquence des seuils rocheux et des biefs plus ou moins étendus.

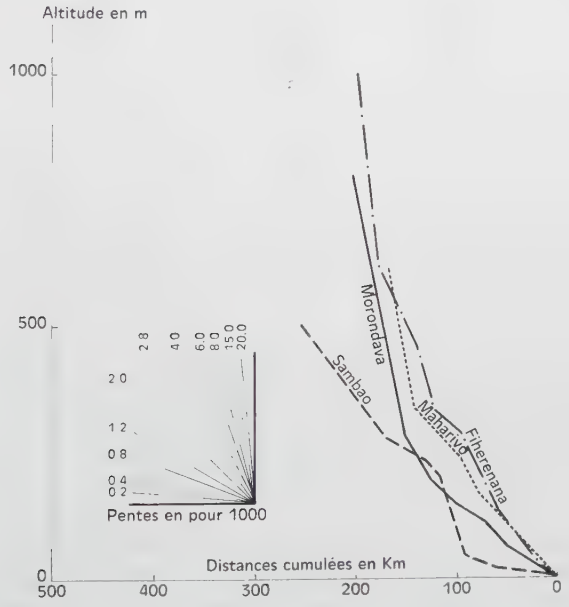
Les dénivellations de chutes dans les hauts bassins cristallins atteignent parfois plusieurs dizaines de mètres. Entre les seuils, la pente des lits à fonds sablo-graveleux ne dépasse guère 2 à 3‰. Dans les plaines de niveau de base local assez étendues, les valeurs de pente deviennent parfois beaucoup plus faibles : 0,2‰ seulement pour l'Ikopa dans la plaine de Tananarive, 0,23‰ sur la Haute Matsiatra (région d'Alakamisy — Iténina), 0,25‰ dans la haute vallée de l'Ihosy (région au sud d'Ihosy), 0,33‰ sur la Haute-Mananantanana (plaine d'Ambalavao), 0,50‰ pour la Moyenne-Zomandao (surface d'aplanissement de Fenoarivo).

Figure 15

Cours d'eau de l'Ouest (Zone sédimentaire)

Profils en long { Fiherenana, Maharivo, Morondava, Sambao

(D apres la Carte au 1/500 000 Type 1963 et la Carte régulière au 1/100 000)



Les affluents des grands fleuves, dont les vallées dans la zone sédimentaire suivent fréquemment comme nous l'avons vu, des directions subséquentes, ont en général des profils en long à pentes relativement élevées peu compatibles avec celles d'un profil d'équilibre. Outre le fait que ces affluents drainent en partie des massifs montagneux, leurs pentes fortes sont également en relation avec leur régime hydrologique très irrégulier. La Sakeny, affluent de la Tsiribihina, a cependant une pente moyenne plus faible et d'ailleurs le cours le plus long : 360 km.

Les rivières conséquentes de la zone sédimentaire, de même que les grands fleuves à bassins versants mixtes, ont des pentes plus faibles. Un certain nombre de ces cours d'eau

travaillent actuellement à établir par remblaiement un profil d'équilibre qui serait au-dessus de leur profil en long actuel, par suite de l'ennoyage des anciennes vallées plio-quaternaires. C'est le cas par exemple pour la Tsiribihina, la Sambao, la Betsiboka, qui dans leur bas cours ont des pentes inférieures à 0,3‰.

Tableau XI

VALEURS DE PENTES LONGITUDINALES POUR LES COURS D'EAU OU GRANDS AFFLUENTS DE LA ZONE SÉDIMENTAIRE

(Valeurs en pour-mille)

	Pente moyenne [a]	Pente en amont du confluent ou dans la plaine de niveau de base
Fiherenana	3,5	1,2
Affluents du Mangoky — Sikily	5,0	1,6
Affluents du Mangoky — Sakanavaka	6,1	5,3
Affluents du Mangoky — Malio	5,8	3,7
Maharivo	2,4	1,4
Morondava	1,8	1,1
Sakeny (Affluent de la Tsiribihina)	1,3	1,0
Demoka	2,2	0,6
Manambaho	1,0	0,5
Sambao	1,5	0,25

[a] Pour le calcul de la pente moyenne, il n'est pas tenu compte de la partie tout à fait en amont du profil en long où les valeurs de pentes sont très élevées (cfr fig. 12, 13, 14 et 15).

Par contre, il est permis de penser que d'autres cours d'eau, à courant rapide au moment des crues (2 à 3 m par seconde en crue normale), à plaine de niveau de base assez étendue — dans certains cas deltaïque — ont atteint une pente voisine de celle d'un profil d'équilibre [1]. Ainsi le Mangoky, depuis sa sortie du massif ancien — niveau de base local d'altitude 206 mètres — jusqu'en tête de son delta à 50 mètres d'altitude, conserve une pente moyenne de 0,75 à 0,8‰, sur une distance d'environ 200 km. Le Fiherenana et la Morondava, rivières à régime irrégulier, crues brutales et étiage accentué, ont sans doute au moins dans leur bas cours, une pente voisine de celle du profil d'équilibre, le tapis alluvial récent ne dépassant guère en épaisseur la valeur de l'amplitude des plus fortes crues.

Même pour les grands fleuves à bassin versant mixte comme le Mangoky, la Tsiribihina et la Betsiboka, il ne semble pas que la charge des affluents soit suffisante pour introduire des ruptures de pente nettes dans le profil en long, en particulier dans les vallées du Sédimentaire. Ces apports, comme nous le verrons dans l'étude des formes d'accumulation alluviales, ont seulement pour conséquences dans certains cas, des modifications locales de tracé — deltas de confluence, bourrelets de colmatage — influençant l'écoulement dans le chenal d'étiage.

[1] A ce sujet, J. DERRUAU (1962), p. 80, cite le cas du Rhône, entre Lyon et Avignon, dont la pente moyenne est de 0,7‰ avec des vitesses de l'ordre de 3 m/sec en crue normale.

Cependant, on observe dans quelques cas une légère accentuation de la pente dans les tracés en gorges, à la traversée de séries sédimentaires résistantes : c'est le cas par exemple pour la Tsiribihina et surtout le Mangoky à la traversée du Jurassique calcaire où on l'observe sur une distance de 15 à 20 km un accroissement de la pente moyenne d'environ 0,2‰

II. LE COMPLEXE PHYSIQUE DES BASSINS VERSANTS

Dans l'analyse morphométrique et géologique des principaux bassins versants, nous nous sommes limités à des caractéristiques générales. En effet, l'analyse morphométrique détaillée de bassins versants élémentaires, sur des substratums géologiquement homogènes, et dans des types de paysages caractéristiques, dépassait malheureusement nos possibilités matérielles. De plus, dans notre optique de recherche, elle ne se serait révélée vraiment utile que si elle avait été couplée avec des mesures systématiques d'érosion et d'alluvionnement à la même échelle, ce qui suppose un personnel nombreux, et des stations protégées.

Ayant surtout étudié les apports alluviaux des grands axes hydrographiques, c'est donc l'influence globale de chaque grand bassin fluvial sur le versant occidental malgache qu'il importait de préciser.

1 Relief

La hauteur moyenne d'un bassin versant, évaluée d'après la courbe hypsographique, permet dans une certaine mesure de caractériser le relief.

On voit sur le tableau XII que les grands bassins versants mixtes (Cristallin + Sédimentaire) ont des hauteurs moyennes qui s'échelonnent entre 520 et 860 mètres. Sauf pour le Fiherenana ($H = 560$ m), les hauteurs moyennes des bassins versants de la zone sédimentaire se groupent entre 250 et 350 mètres environ. Les bassins versants du domaine septentrional (Sambirano, Mahavavy du Nord), se caractérisent par des hauteurs moyennes très élevées, voisines de 1000 mètres ou supérieures.

Cependant, comme l'a bien montré F. Fournier [1], dans sa recherche d'un coefficient orographique significatif, la hauteur moyenne est insuffisante à elle seule pour caractériser le relief d'un bassin versant. Des bassins peuvent avoir des reliefs très différents et même hauteur moyenne. Dans ce cas, le coefficient de massivité, obtenu en divisant la hauteur moyenne par la surface projetée, permet de les différencier.

Pour les principaux bassins du versant occidental malgache, on voit d'après les valeurs figurant au tableau XII, que le coefficient de massivité suit à peu près les variations de la hauteur moyenne, et qu'il augmente plus ou moins régulièrement lorsque la surface du bassin diminue.

Il ressort également de ces valeurs que, parmi les bassins versants mixtes, ceux de la Mahajamba et du Manambolo ont un relief un peu plus accentué. Dans les bassins de la zone sédimentaire, c'est celui du Fiherenana qui a le plus fort coefficient, suivi de près par celui de

[1] F. Fournier (1960), p. 139 et ss.

Tableau XII

CARACTÉRISTIQUES DES PRINCIPAUX BASSINS VERSANTS OCCIDENTAUX

Cours d'eau	Superficie en km² S	Altitude min. (en mètres)	Altitude moy. (en mètres)	Hauteur moy. H	H/S	H^2/S	Périmètre en km P	Kc
Mangoky	53.430	71	775	704	0,0134	9,22	1.440	1,74
Tsiribihina	46.300	2	742	740	0,0159	11,82	1.230	1,59
Betsiboka-Ikopa	44.190	5	865	860	0,0194	16,73	1.040	1,38
Onilahy	30.610	70	775	705	0,0230	16,23	790	1,26
Sofia	26.140	10	650	640	0,0244	15,66	810	1,40
Maravavy Sud	18.400	5	410	405	0,0220	8,91	730	1,50
Mabajamba	13.780	5	610	605	0,0439	26,56	680	1,62
Mamambolo	10.170	45	565	520	0,0511	26,58	580	1,60
Sambao-Maningozo	7.590	5	365	360	0,0474	17,07	590	1,89
Manambaho	7.440	5	285	280	0,0376	19,01	555	1,80
Fiherenana	6.660	15	575	560	0,0840	47,08	370	1,26
Morondava	4.600	60	400	340	0,0739	25,13	310	1,27
Mahavavy Nord	2.940	38	1138	1100	0,374	411,5	270	1,39
Sambirano	2.750	40	980	940	0,341	321,3	210	1,11
Demoka-Namela	2.630	10	250	240	0,0912	24,90	210	1,14

H/S est le coefficient de massivité du relief, H^2/S le coefficient orographique de FOURNIER.
$Kc = 0{,}28\ \sqrt{P/S}$ est le coefficient de GRAVELIUS (Indice de compacité).

la Morondava. Enfin les bassins versants de la Mahavavy du Nord et du Sambirano, se différencient encore par un coefficient de massivité très élevé.

Le coefficient orographique retenu par F. FOURNIER — produit de la hauteur moyenne par le coefficient de massivité — donne pour les bassins versants occidentaux, un groupement analogue [1].

D'après cet auteur, qui a étudié dans sa thèse la relation entre l'érosion du sol et la capacité érosive du climat, les bassins fluviaux à relief accentué se distribuent de façon homogène autour de 2 droites : la première caractérise les bassins situés dans les zones arides et semi-arides du globe, la deuxième ceux situés en dehors de ces zones. La quasi-totalité de ces bassins, toujours d'après FOURNIER, présente une valeur du coefficient orographique supérieure à 6.

Selon ce critère ($H^2/S > 6$) on peut donc dire que les bassins fluviaux du versant occidental malgache ont un relief accentué à très accentué, et que, compte tenu de la capacité érosive du climat, également très forte, l'érosion y sera en principe très importante.

[1] Ce coefficient peut être comparé au « Coefficient d'énergie d'érosion » de S.I. SILVESTROV (1955) qui est de la même forme : $4\ H/\sqrt{S}$. Cfr T.V. SVONKOVA (1959), p. 175.

Ces bassins versants, en comparaison avec les exemples cités par FOURNIER dans sa thèse, présentent des coefficients orographiques du même ordre de grandeur que le Tigre, le Rio Grande, le Pô, le Colorado, avec des superficies un peu inférieures. Les coefficients des bassins du Sambirano et de la Mahavavy du Nord dépassent ceux de l'Isère ou du Rhône alpestre, avec cependant des superficies moindres.

Sous climat tropical ou subtropical, à saison sèche plus ou moins marquée, F. FOURNIER donne les exemples suivants :

Bassins fluviaux	Coefficients orographiques
IRRIWADY (Inde)	1,52
GANGE (Inde)	0,79
HAI-HO (Chine)	0,078
YANG-TSE-KIANG (Chine)	6,60
Sous climat semi-aride subtropical :	
INDUS (Inde)	5,06
BRASOS (USA)	1,67
COLORADO DU TEXAS (USA)	3,96
TIGRE (Irak)	10,60

Seul le bassin du TIGRE, par son coefficient orographique, est comparable aux bassins fluviaux du versant occidental malgache, à un degré moindre ceux de l'INDUS et du YANG-TSE-KIANG.

2 Forme

La forme d'un bassin versant a une influence sur l'écoulement global et l'allure des crues. Bien que cette influence se fasse sentir surtout dans les bassins pas trop étendus, nous avons calculé pour chaque bassin fluvial du versant occidental l'indice de compacité de GRAVELIUS, établi en comparant le périmètre du bassin à celui d'un cercle qui aurait la même surface [1]. En principe, plus cet indice est faible, plus la concentration des eaux apportées par les affluents est rapide et plus les crues risquent d'être brutales et bien différenciées. Ceci suppose également des chutes de pluies réparties d'une manière homogène sur l'ensemble du bassin, ce qui est rarement le cas en régime tropical pour des bassins assez étendus.

3 Constitution géologique

Comme nous le verrons dans l'étude des phénomènes d'altération et de pédogenèse, la fourniture des matériaux aux cours d'eau dans le socle ancien d'une part, dans la zone sédimentaire d'autre part, diffère tant en quantité qu'en qualité.

Dans le massif cristallin, l'importance de l'« écorce d'altération » fait passer au second plan l'influence de la nature pétrographique des roches-mères. Dans la zone sédimentaire au contraire, les apports sont surtout fonction de la résistance à la désagrégation physique des

[1] M. ROCHE (1963), p. 144.

roches (grès, calcaires, argiles, etc.). Mais certaines couvertures sablo-argileuses allochtones ou certaines roches-mères sont susceptibles de s'altérer ou se sont altérées dans le passé d'une manière presque aussi intense que les roches des Hauts-Plateaux : c'est le cas en particulier pour les roches volcaniques [1] — Basaltes crétacés occidentaux — qui occupent des surfaces importantes, en particulier au Sud du Cap Saint-André et dans le bassin sédimentaire de Majunga (cfr fig. 2).

Le tableau XIII montre la proportion des roches cristallines et des roches sédimentaires dans les bassins fluviaux du versant occidental malgache. On voit que le socle ancien occupe souvent plus de 50% de la surface dans les grands bassins mixtes, la quasi-totalité dans ceux du domaine septentrional. Il faut noter en outre la grande proportion des surfaces basaltiques dans les bassins de la Sambao et de la Manambaho.

Tableau XIII

CONSTITUTION GÉOLOGIQUE DES BASSINS VERSANTS OCCIDENTAUX

Cours d'eau	Surface totale S (km²)	Surface dans le massif ancien S_1		Surface dans le sédimentaire S_2		Rapport sédimentaire/cristallin S_2/S_1
		km²	% surf. tot.	km²	% surf. tot.	
Mangoky	53.430	32.580	60,9	20.850	39,4	0,64
Tsiribihina	46.300	34.000	73,4	12.300	26,6	0,36
Betsiboka-Ikopa	44.190	35.800	81,0	8.390	19,0	0,23
Onilahy	30.610	20.110	65,6	10.500	34,4	0,34
Sofia	26.140	21.620	82,7	4.530	17,3	0,20
Mahavavy Sud	18.400	6.440	35,0	11.960	65,0	1,85
Mahajamba	13.780	10.070	73,0	3.710	27,0	0,36
Manambolo	10.170	4.730	46,5	5.440	53,5	1,15
Sambao-Maningozo	7.590	1.500	19,7	6.090	80,3	4,06
Manambaho	7.440	1.760	23,6	5.680	76,4	3,22
Fiherenana	6.660			6.660	100,0	
Morondava	4.600			4.600	100,0	
Mahavavy Nord	2.940	2.870	97,6	70	2,4	0,02
Sambirano	2.820	2.580	91,4	240	8,6	0,09

III. LES RÉGIMES HYDROLOGIQUES

Nous avons vu au chapitre III les caractères généraux du régime hydrologique sur le versant occidental malgache. Nous tenterons ici de préciser les caractéristiques et les nuances de ce régime en fonction des données hydrologiques existantes, pour quelques cours d'eau du versant occidental.

Ces données ont été extraites des Travaux de la Section d'Hydrologie ORSTOM à Tananarive, de l'Annuaire Hydrologique de l'ORSTOM, ou nous ont été communiquées par M. ALDEGHERI.

[1] Sur l'altération des basaltes de l'Ouest, cfr J. HERVIEU (1963).

Tableau XIV

DÉBITS MOYENS MENSUELS (m^3/sec)

Bassin versant	Période observations	S (km^2)	P (mm)	Jt	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Module (m^3/sec)	Module spécifique (l/s/km^2)	Indice écoulement [a]
Onilahy à Tongobory [d]	51-56	28.700	675	51	48	47	45	101	231	378	247	284	99	49	54	136	4,75	150
Mangoky au Banian [b]	51-62	53.430	970	135	111	86	76	135	771	1443	983	1005	419	194	129	447	8,2	258
Mananantanana à Tsitondroina [b]	52-59	6.530	1050	28	22	18	12	59	316	391	258	313	118	41	39	135	20,6	649
Matsiatra à Malakialina [b]	52-59	12.680	1240	72	67	58	43	69	281	577	381	399	147	90	84	189	14,9	470
Ikopa à Antsatrana [c]	47-62	18.550	1600	181	148	112	105	195	595	898	876	1086	514	298	218	450	24,3	766
Betsiboka à Ambodiroka [c]	57-62	11.800	1520	124	104	87	73	142	431	714	518	735	334	177	134	300	25,4	801
Sambirano à Ambanja [b]	52-59	2.750	1813	35	30	24	24	31	88	201	285	332	193	85	47	113	41,0	1293

[a] Indice d'écoulement = Hauteur de la lame d'eau écoulée en mm.
[b] Travaux de la Section Hydrologie ORSTOM à Tananarive et Annuaire Hydrologique de l'ORSTOM (1959).
[c] M. ROCHE et M. ALDEGHERI (1963), tome C, pp. 54-55, pp. 88-89.
[d] Y. BRESSON (1959), p. 72.

1 Variations saisonnières du régime

Le régime hydrologique est déterminé par le régime pluviométrique, avec, comme nous l'avons vu au chapitre précédent, une évapotranspiration généralement élevée.

Les cours d'eau du versant occidental malgache se caractérisent par un régime simple, avec en général un seul maximum et un seul minimum annuels, correspondant au régime pluviométrique tropical. Cependant, le maximum est assez étalé de janvier à mars et si le maximum absolu se situe le plus souvent en mars, il se différencie parfois en deux maximums plus ou moins bien individualisés, l'un en janvier, l'autre en mars (cfr fig. 16).

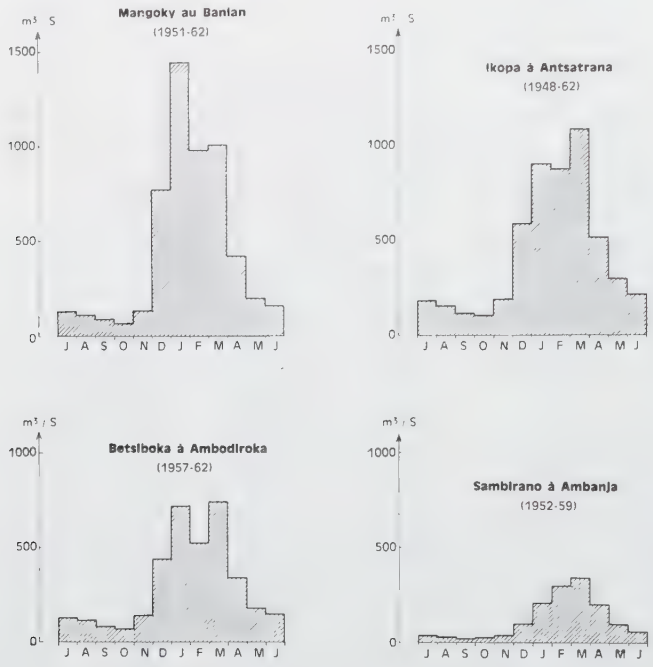


Figure 16
Variation des moyennes mensuelles des débits
(D après Travaux Section Hydrologie O R S T O.M. à Tananarive)

Le tableau XIV, qui montre la variation des débits moyens mensuels pour 6 bassins du massif ancien et 2 bassins mixtes (cristallin+sédimentaire) illustre ces faits.

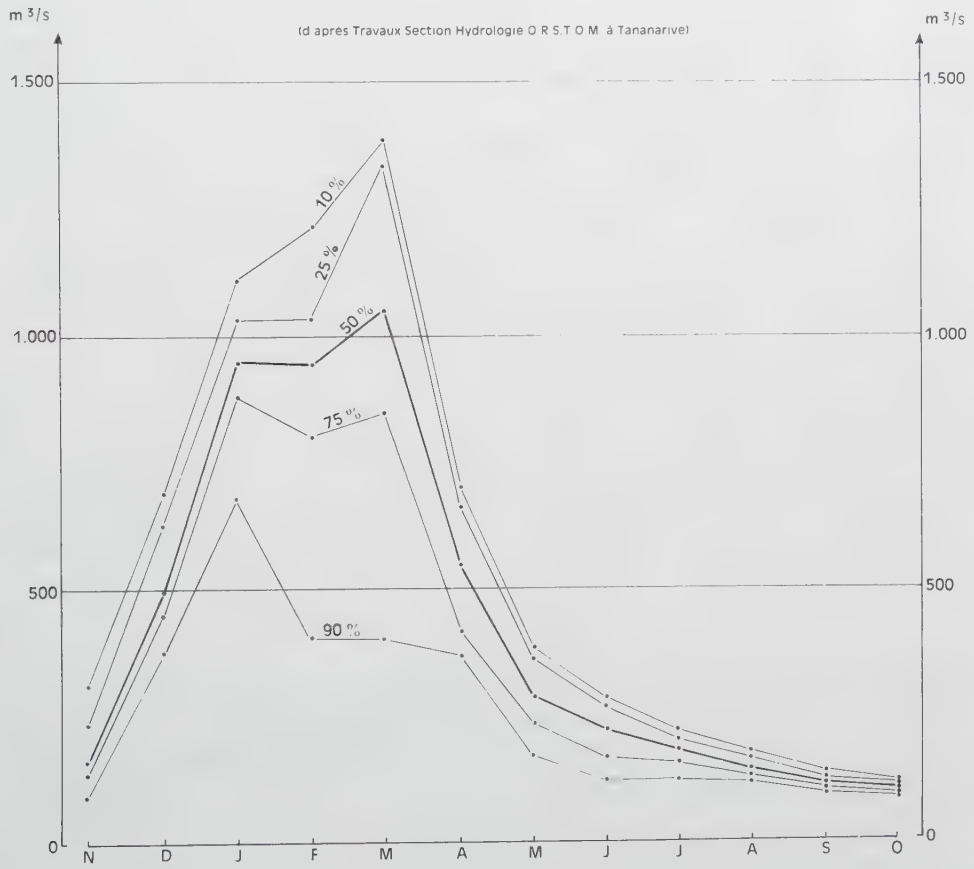
2 Abondance moyenne annuelle et conditions de l'écoulement

Dans le tableau XIV figurent également les modules absolus et spécifiques. Ces chiffres sont sujet à révision par suite du nombre limité des années d'observation. Cependant, afin de mieux situer les cours d'eau malgaches, nous avons dans le tableau XV comparé leur abondance moyenne annuelle à celle de quelques cours d'eau africains, à bassins versants de superficies analogues.

D'après ce tableau on voit, qu'à l'exception de l'Onilahy dont le bassin s'étend en grande partie dans la zone climatique semi-aride du Sud-Ouest, les modules spécifiques des cours d'eau malgaches occidentaux sont relativement élevés et dépassent fréquemment ceux des cours d'eau africains.

Par ailleurs, l'Ikopa, la Betsiboka et surtout le Sambirano, se rapprochent par leurs modules spécifiques des grands bassins montagneux d'Europe Occidentale. Le Mangoky se situe entre la Seine à Paris (44.000 km^2 — 290 m^3/sec — 6,6 l/sec) et la Garonne à Tonneins (50.000 km^2 — 600 m^3/sec — 12 l/sec); son débit spécifique est très voisin de celui de la Loire à Gien [1].

Figure 17
Ikopa à Antsatrana
Periode 1949-50, 1961-62
Débits moyens mensuels classes
Fréquences de dépassement



Les figures 17 et 18 représentent les courbes des débits mensuels d'après leur fréquence pour l'Ikopa à Antsatrana et le Mangoky au Banian (courbes provisoires). Les courbes

[1] P. MARTIN (1964), p. 90.

cotées 10, 25 ... 90% indiquent les valeurs du débit mensuel qui ont respectivement 10, 25, 90 chances d'être atteintes ou dépassées. On voit bien également, dans ce mode de représentation, que le régime se caractérise par un maximum accentué de janvier à mars lié à l'alimentation pluviale.

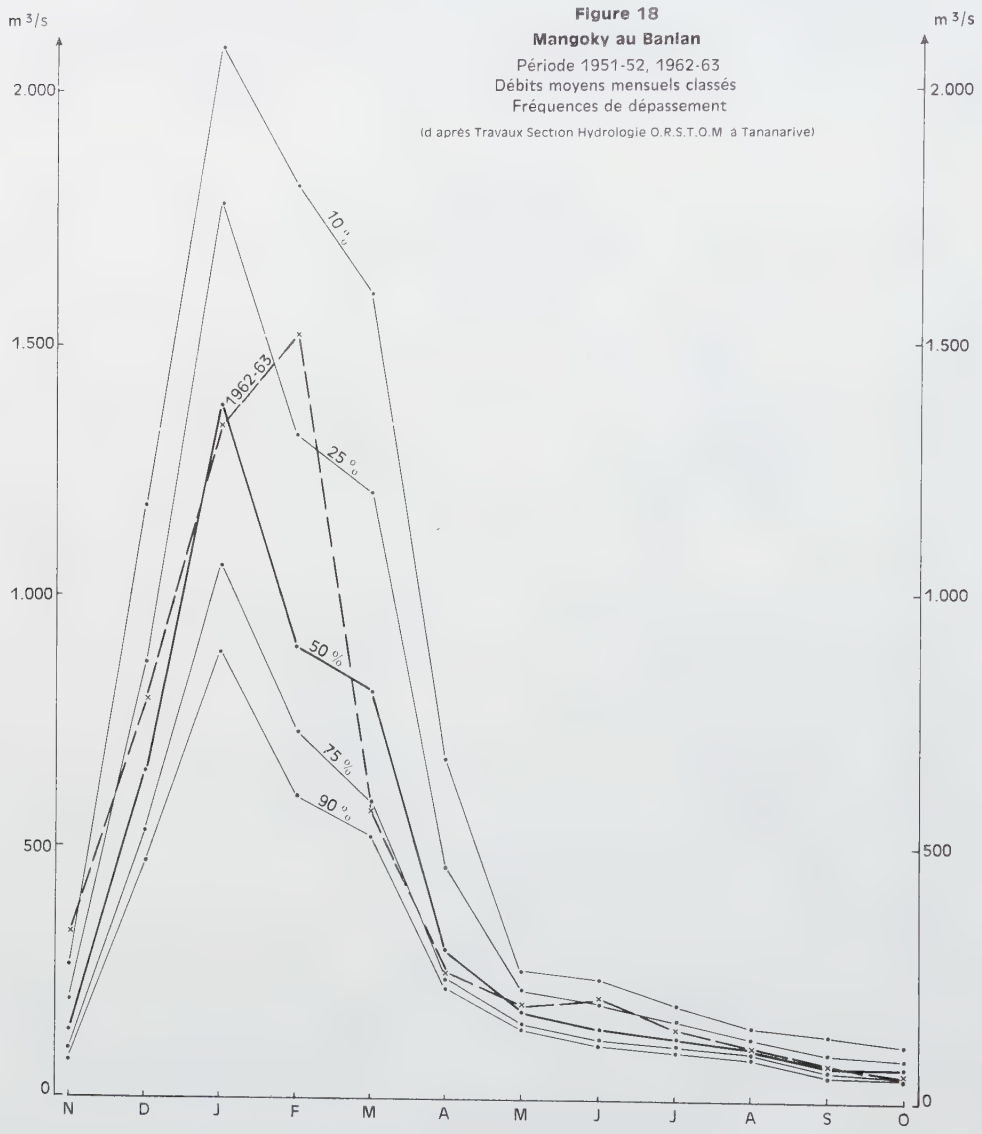


Figure 18
Mangoky au Banlan
Période 1951-52, 1962-63
Débits moyens mensuels classés
Fréquences de dépassement
(d après Travaux Section Hydrologie O.R.S.T.O.M à Tananarive)

Si l'on retranche de la pluviométrie moyenne probable (P) sur le bassin fluvial la hauteur de la lame d'eau écoulée (P'), on obtient le déficit d'écoulement (D). Le rapport $C = P'/P \times 100$ est le coefficient d'écoulement moyen. Ces valeurs pour quelques cours d'eau du versant occidental sont les suivantes :

Tableau XV

ABONDANCE MOYENNE ANNUELLE COMPARÉE DE COURS D'EAU MALGACHES ET AFRICAINS [a]

Cours d'eau	Surface du bassin en km²	Pluviométrie moyenne probable	Module m³/sec	Module spécifique l/sec/km²
Benoue (Cameroun)	64.000	1130	373	5,8
Logone (Tchad)	60.320	1420	542	8,9
Bandama (Côte-d'Ivoire)	59.500	1320	323	5,4
Kouilou (Congo)	56.000	1500	914	16,3
Mangoky	53.430	970	447	8,2
Sassandra (Côte-d'Ivoire)	35.000	1670	306	8,7
Onilahy	28.700	675	136	4,7
Mayo-Kebi (Cameroun)	26.000	925	90	3,4
Ikopa	18.500	1600	450	24,3
Baoule (Mali)	15.700	1500	145	9,2
Matsiatra	12.680	1240	189	14,9
Betsiboka	11.800	1520	300	25,4
M'Bere (Tchad)	7.100	1550	110	15,4
Mananantanana	6.530	1050	135	20,6
Nyanga (Gabon)	5.600	1800	196	35,0
Foulakary (Congo)	2.950	1460	55	18,6
Sambirano	2.750	1810	113	41,0

[a] D'après l'annuaire hydrologique de l'ORSTOM (1959).

Cours d'eau	*P*	*P'* (en mm)	*D*	*C*%
Sambirano à Ambanja	2171	1293	870	59,5
Betsiboka à Ambodiroka	1504	801	703	53,3
Ikopa à Antsatrana	1610	766,3	843,7	48,6
Matsiatra à Malakialina	1240	470	770	37,9
Mananantanana à Tsitondroïna	1050	649,6	400,4	61,8
Mangoky au Banian	970	299,6	670,4	30,8
Onilahy à Tongobory	817	149,8	667,2	18,3

D'après les chiffres précédents, on voit que le déficit d'écoulement varie en moyenne entre 600 et 900 mm — la Mananantanana, compte tenu de la pluviométrie probable dans son bassin, se singularise par un déficit anormalement faible. Cet ordre de grandeur correspond sensiblement aux valeurs de l'évapotranspiration réelle sur le versant occidental (cfr tableau IX).

On constate également que le coefficient d'écoulement est moyen à faible dans les bassins mixtes du type Mangoky et Onilahy (sédimentaire+cristallin), assez élevé (voisin de 50% ou supérieur) dans les bassins du massif ancien.

Par suite de la saison sèche marquée, les débits d'étiage sont également faibles même sur les grands bassins. On peut donner comme ordre de grandeur les chiffres suivants :

— Betsiboka à Ambodiroka : 60 m³/sec
— Ikopa à Antsatrana : 85 m³/sec
— Mangoky au Banian : 40 m³/sec
— Matsiatra à Malakialina : 30 m³/sec
— Mananantanana à Tsitondroïna : 20 m³/sec
— Onilahy à Tongobory : 25 m³/sec

Le Fiherenana, dans son cours inférieur, est à sec une grande partie de l'année, avec un sous-écoulement dans les sables.

3 Importance des crues

Là encore, faute d'observations suffisamment prolongées, on ne peut donner que des ordres de grandeur.

Cours d'eau	Fortes crues annuelles	Crues maximales observées	
	Débit en m³/sec	Débit en m³/sec	Année
Mangoky au Banian	3.000 à 5.000	14.340	1956
Mananantanana à Tsitondroïna	700 à 900	2.740	1957
Matsiatra à Malakialina	1.300 à 1.500	4.080	1959
Betsiboka à Ambodiroka	3.000 à 4.000	12.000	1959
Ikopa à Antsatrana	1.600 à 2.400	2.770	1958
Onilahy à Tongobory	800 à 1.000	1.130	1954
Sambirano à Ambanja	1.200	6.700	1959

En fonction du débit et de la surface du bassin, on peut comparer la puissance des crues des différents cours d'eau à l'aide du coefficient A de MYER utilisé en particulier par M. PARDE [1].

Cours d'eau	S (km²)	Q (m³/sec) Crues annuelles	A	Q max	A max
Mangoky	53.430	4.000	17,3	14.340	62
Mananantanana	6.330	800	9,9	2.740	33,8
Matsiatra	12.680	1.400	12,4	4.080	36,2
Betsiboka	11.800	3.500	32,1	12.000	110
Ikopa	18.550	2.000	14,7	2.770	20,3
Onilahy	28.700	1.000	5,9	1.130	6,6
Sambirano	2.750	1.200	22,8	6.700	127,6

Si l'on en juge d'après les valeurs de A citées par M. PARDE, ou calculées d'après les valeurs de crues maximales figurant à l'Annuaire Hydrologique ORSTOM, la puissance des crues des cours d'eau du versant occidental malgache est en moyenne nettement plus élevée que celles de nombreux cours d'eau africains pour lesquels la valeur de A varie fréquemment entre 10 et 30, avec des superficies de bassin de 20.000 à plus de 100.000 km². A superficies

[1] M. PARDE (1961). Si Q est le débit de la crue observée et S la surface du bassin, on a : $A = Q/\sqrt{S}$.

analogues, les valeurs du coefficient de MYER pour les cours d'eau malgaches se rapprochent de celles relatives à d'autres cours d'eau mondiaux dont on peut citer quelques exemples, toujours d'après M. PARDE :

Cours d'eau	Surface du bassin en km²	Crue maximale Q en m³/sec	$A = Q/\sqrt{S}$
Isère	11.800	3.200	29,4
Po	42.030	12.800	62,3
Garonne	10.000	7.500	75
Tenessee (USA)	56.400	13.000	54,6
Hunter river (Australie)	17.580	10.130	76
Gange (Inde)	25.700	18.000	112
Neosho (USA)	9.880	12.350	124

Vitesse des crues : sur le Mangoky au Banian on a enregistré des vitesses de 1 à 4 m/sec pour des hauteurs d'échelle de 1 à 5,5 m.

Pour les fortes crues annuelles, les vitesses suivantes ont été mesurées :

Cours d'eau	Débit en m³/sec	Vitesse maximale	Vitesse moyenne (en m/sec)	Vitesse moyenne superf.
Mangoky	4.168	3,91	3,13	3,57
Betsiboka	2.707	4,44	3,06	3,44
Ikopa à Antsatrana	1.817	2,75	2,03	

Un autre fait important est le caractère brutal des crues aussi bien sur les petits affluents que sur les grands cours d'eau (cfr fig. 19). Même sur ces derniers, on observe fréquemment une périodicité journalière des crues moyennes à certaines périodes de la saison des pluies. Ceci est la conséquence des pluies orageuses qui tombent le plus souvent dans la soirée et dans la nuit, en particulier sur les hauts bassins versants cristallins.

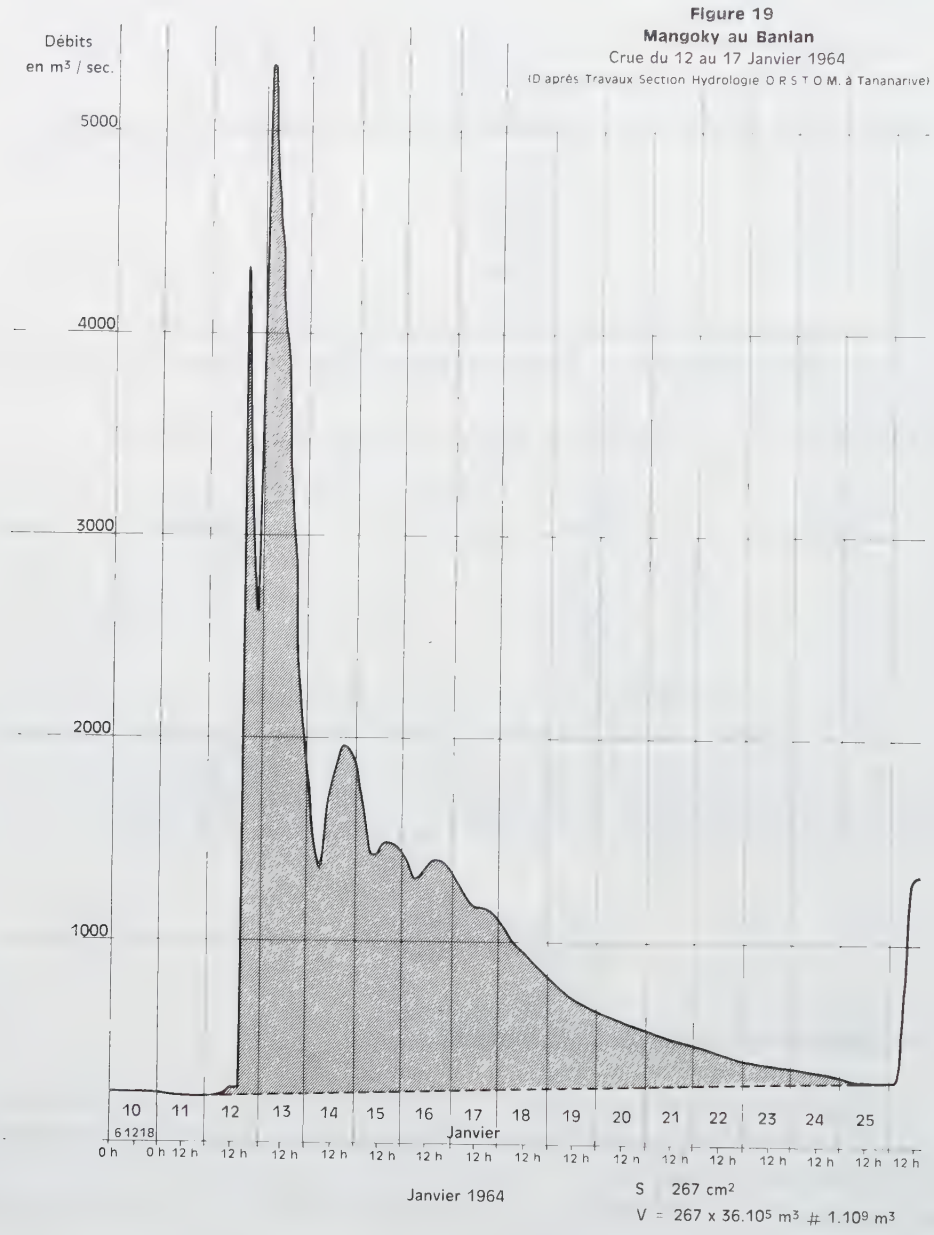
CONCLUSION

1 Traits essentiels de la morphologie fluviatile

a) En ce qui concerne la morphologie des vallées fluviales, dans le massif ancien les structures et les pendages des terrains métamorphiques conditionnent fréquemment l'allure des profils transversaux et des profils en long. Mais la surimposition de tracés fluviaux, établis sur une épaisse écorce d'altération, n'est pas rare, surtout sur la bordure occidentale du socle.

Dans la couverture sédimentaire, le tracé des grands cours d'eau apparaît ancien et a le plus souvent une direction conséquente, tandis que le développement des vallées subséquentes est lié à celui du relief de côtes.

b) Sur tous les grands cours d'eau à bassin versant mixte (roches cristallines et sédimentaires), il existe une très importante rupture de pente en aval du massif ancien.



Dans les basses vallées de la zone sédimentaire, la pente moyenne des grands cours d'eau varie selon les cas de 0,3 à 0,9 ‰. Certains fleuves ont tendance à remblayer leur lit au-dessus de leur profil actuel, alors que d'autres ont atteint à peu près leur profil d'équilibre et conservent une certaine pente jusqu'à leur embouchure.

2 Relief et géologie des bassins versants

a) Les bassins fluviaux du versant occidental malgache ont un relief accentué à très accentué; leur coefficient orographique varie entre 9 et 47 dans l'Ouest et le Nord-Ouest, il dépasse 300 et 400 dans l'Extrême-Nord.

b) Dans les grands bassins mixtes, le socle cristallin occupe 50 à 80% de la surface totale. Cette proportion descend aux environs de 20 à 30% dans les bassins moins importants, mais atteint plus de 90% dans l'Extrême-Nord. Les deux principaux bassins s'étendant uniquement dans la couverture sédimentaire sont ceux du Fiherenana et de la Morondava.

3 Régime hydrologique

a) Les cours d'eau du versant occidental ont un régime simple à un seul maximum et fonction de la pluviométrie. Leurs modules spécifiques sont relativement élevés — 8 à 40 l/sec/-km^2 — et le déficit d'écoulement varie en moyenne entre 600 et 900 mm. Le coefficient d'écoulement serait plus élevé dans le massif ancien que dans les grands bassins mixtes. Les débits d'étiage sont faibles.

b) La puissance des crues apparaît en moyenne plus élevée que celle de nombreux cours d'eau africains. Ces crues ont généralement un caractère brutal lié aux précipitations orageuses.

CHAPITRE VII

ALTÉRATIONS ET PÉDOGENÈSE

I. LE COMPLEXE D'ALTÉRATION

Le pédologue peut s'intéresser soit à l'ensemble des transformations de la croûte terrestre sous les actions météoriques et biologiques, soit à des phénomènes d'évolution et au dynamisme de certains éléments dans des matériaux déjà plus ou moins altérés. Dans le premier cas, il s'agit d'une conception large de la pédogenèse à tendance géologique, dans le second cas d'une conception restreinte à tendance plutôt agronomique.

Cette distinction est particulièrement utile à faire en milieu tropical où la primauté et l'action intense des agents climatiques ont fréquemment pour conséquence la formation de masses importantes de produits d'altération à partir desquels se développe le solum proprement dit.

La formation de ce complexe d'altération, plus ou moins ancienne, est favorisée par un climat chaud et humide, par l'absence de mouvements tectoniques rapides, par un équilibre sol-végétation stable. Elle est surtout développée sur roches cristalines et dans les régions de plate-formes. En pays tempéré, sol proprement dit et zone d'altération se différencient peu sur de nombreuses roches mères, mais dans certains cas la différenciation d'un complexe d'altération peut être nette : exemple l'« arénisation » des granites [1] qui peut atteindre 10 m et plus.

En cas de déséquilibre morphoclimatique, ce complexe d'altération est le plus souvent très vulnérable, et sauf cas particuliers (cuirassement des sols par exemple), il fournira aux eaux courantes une grande partie, sinon, dans le cas de déséquilibre accentué, la quasi-totalité du matériel détritique transporté. Sa contribution dans l'évacuation des substances dissoutes n'est pas moins importante car c'est dans son sein au contact roche saine — roche altérée que se fait la circulation des eaux de nappes phréatiques.

C'est essentiellement à ce complexe d'altération qu'A. Lacroix donnait le nom de « zone de départ », du fait des pertes importantes en bases et en silice qui se produisent lors de l'altération ferrallitique des roches saines. Ces pertes se trouvent d'ailleurs très ralenties dans les zones d'altération plus ou moins anciennes (cas du socle cristallin malgache) stabilisées après kaolinisation et « gibbsitisation » des minéraux les plus altérables, en particulier des feldspaths. Par suite des phénomènes d'érosion accélérée qui sévissent dans les conditions morphoclimatiques actuelles du versant occidental malgache, c'est à ce niveau que le déblaiement des matériaux est maximum.

[1] Cfr D. Collier (1961).

Nous envisagerons donc ce complexe d'altération non du point de vue des mécanismes intimes de la transformation des roches mais plutôt dans ses propriétés globales qui influeront sur l'érosion et la sédimentation. De plus, nous ferons une distinction entre le socle ancien et la zone sédimentaire où les faits sont souvent très différents. Nous ferons une place à part aux roches volcaniques basiques présentes dans les deux zones.

1 Le complexe d'altération sur roches cristallines

A. Faits généraux d'observation

L'intensité de l'altération chimique sur le versant occidental du socle métamorphique malgache et la prépondérance des agents climatiques dans ces phénomènes, font passer au second plan l'influence de la roche mère sur les caractères généraux du complexe d'altération; on constate les faits suivants :

— l'écorce d'altération est très développée (fréquemment plusieurs dizaines de mètres) sur les faciès pétrographiques à structures feuilletées marquées ou granoblastiques : micaschistes, gneiss, leptynites, amphibolites, pyroxénites [1]. Du point de vue génétique, il s'agit de schistes cristallins proprement dits et de migmatites;

— l'écorce d'altération est moins épaisse et surtout plus discontinue sur granites et migmatites granitoïdes. Outre le fait que par leur structure ces roches sont moins « perméables » que les précédentes, les influences structurales sont fortes à l'échelle régionale (granites en lames ou stratoïdes, batholites). De plus, il est probable que sur les Hauts-Plateaux l'érosion différentielle a accentué les différences dans la couverture d'altération. La résistance de ces différents types de roches sur le versant oriental perhumide, si elle existe également, est loin d'être aussi marquée;

— l'écorce d'altération est en général peu importante sur roches éruptives basiques du socle ancien (dolérites, gabbros), quasi nulle sur les massifs intrusifs de la zone sédimentaire;

— l'écorce d'altération est notable mais discontinue sur calcaires métamorphiques (cipolins), très peu développée sur les quartzites.

Récemment, P. Birot s'appuyant sur les travaux du Service Géologique, a proposé pour les Hauts-Plateaux centraux l'échelle de dureté suivante [2] :

— roches qu'on ne trouve jamais à l'état frais : paragneiss, migmatites schisteuses;

— roches de résistance moyenne : malgachites (migmatites hétérogènes);

— roches résistantes : granites, diorites et gabbros, quartzites et cipolins.

Selon le même auteur, des mesures au laboratoire ont montré que les granites présentaient une macroporosité extrêmement faible et « l'impression d'ensemble de cette échelle de dureté des roches cristallines est que la facilité de pénétration de l'eau est le facteur primordial de faiblesse, la présence de minéraux calciques et ferro-magnésiens venant ensuite ».

[1] D'après J. Jung (1958), p. 154, le faciès pétrographique d'une roche métamorphique est défini par l'ensemble de ses caractères minéralogiques et structuraux, indépendamment de toute considération de caractère génétique.

[2] P. Birot (1963), p. 2 et ss.

En fait, les données de l'observation sur le terrain confirment un fait général maintes fois signalé en pédogenèse, à savoir que les structures feuilletées ou la schistosité (en particulier liées à des forts pendages) facilitent beaucoup l'altération des roches mères et l'approfondissement de l'écorce d'altération.

B. Aspects de la zone d'altération

a *Epaisseur*

L'épaisseur de l'écorce d'altération varie donc avec la nature de la roche mère, mais aussi avec la topographie : en pente forte, elle augmente du haut en bas des reliefs. Cette épaisseur est maximale sur les surfaces d'aplanissement plus ou moins anciennes. A. Lacroix signale une épaisseur de plus de 130 m à l'est d'Antsirabe [1]. En moyenne, sur les Hauts-Plateaux centraux, l'écorce d'altération ne dépasse guère 25 à 30 m. Sur la bordure occidentale du socle ancien, cette épaisseur se réduit le plus souvent à quelques mètres, en particulier dans les reliefs bien différenciés.

b *Morphologie*

Quel que soit le type de roche, le passage de la roche saine à la « roche pourrie » à structure conservée est presque toujours assez rapide (la transition entre sol proprement dit et roche altérée est beaucoup plus variable, très brutale sur roches basiques). Sur granites et roches granitoïdes ainsi que sur roches éruptives basiques, les phénomènes d'altération en boules avec écailles concentriques d'altération sont courants.

En saison sèche, la roche pourrie a l'aspect d'une arène à fraction poudreuse plus ou moins importante. En saison humide, l'écorce d'altération a un aspect plus cohérent et présente un toucher onctueux caractéristique (kaolinite et micas). Ce n'est guère que sur granite à gros grains ou quartzites que l'on observe des arènes gravillonnaires.

Malgré des aspects texturaux assez variables dans le détail, l'arénisation est le caractère essentiel, mais comme les fractions fines sont souvent en quantités importantes, il faudrait plutôt parler d'une « pulvérisation » de la roche mère. L'aspect d'arène vraie en saison sèche est en partie dû à des pseudo-sables constitués par des minéraux altérés ayant conservé leur forme mais qui ne résistent pas au transport par l'eau [2].

Il faut souligner cependant qu'en allant vers l'Ouest sur la bordure du socle ancien, là où l'altération météorique est moins intense et les sols moins épais (sols faiblement ferrallitiques, ferrugineux tropicaux ou lithosols d'érosion), le caractère sableux ou sablo-limoneux des zones de départ est beaucoup plus constant.

La couleur est extrêmement variable en des points très rapprochés, fonction de l'hétérogénéité minéralogique des roches mères. Dans les zones de départ granitiques, les

[1] A. Lacroix (1923), tome III, p. 119.

[2] Par définition une arène typique contient des éléments dont la taille varie entre 0,05 (ou 0,064) et 2 mm. Nous verrons plus loin qu'en moyenne la fraction sableuse domine dans les zones de départ sur cristallin. Cependant, l'aspect textural argileux est fréquent et A. Lacroix distinguait d'ailleurs dans les zones de départ des *latérites argileuses* et des *argiles latéritiques*, le terme de latéritisation étant utilisé par cet auteur pour désigner le phénomène d'altération en climat chaud et humide dans son ensemble.

teintes claires, blanchâtres à jaunâtres dominent. Dans les roches feuilletées, la richesse en ferro-magnésiens et en mica noir fait varier la gamme des couleurs du rose pâle au rouge violacé, du jaune blanchâtre au brun-rouge. En moyenne, les teintes d'ensemble des échantillons secs sont claires avec des brillances élevées : selon le code MUNSELL elles varient du blanc (10 YR — 9/1) ou jaune pâle (2,5 Y — 9/3) au rouge clair (7,5 R — 4/4 ou 10 R — 5/3) ou jaune rougeâtre (7,5 YR — 6/6).

La structure générale de la roche est souvent bien conservée et sur de grandes épaisseurs, dans les zones d'altérations formées à partir de roches mères à structure feuilletée ou rubannée. Sur les roches à structure granulaire, l'aspect est beaucoup plus diffus.

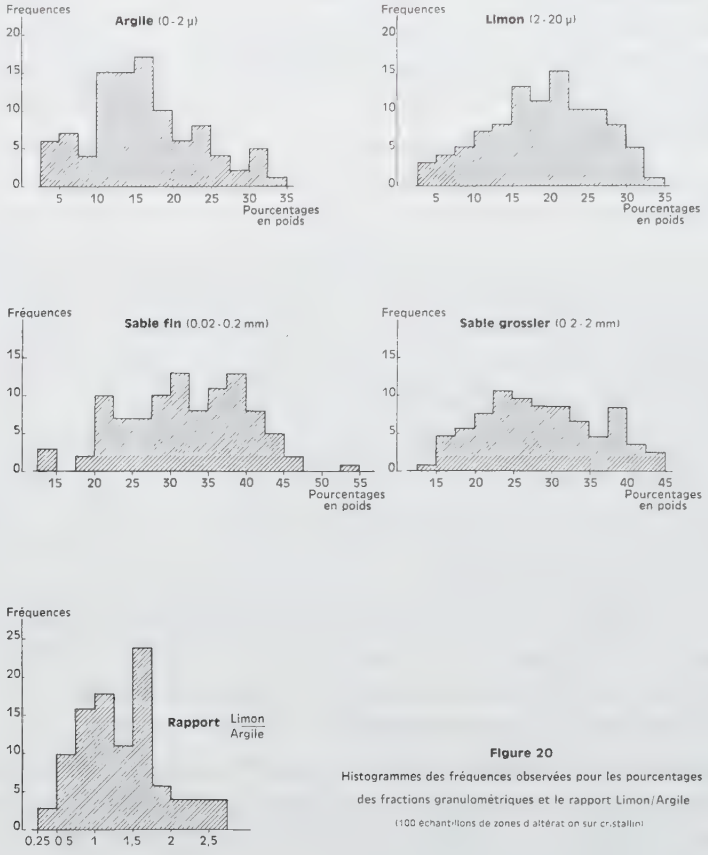


Figure 20

Histogrammes des fréquences observées pour les pourcentages des fractions granulométriques et le rapport Limon/Argile

(100 échantillons de zones d'altérat on sur cr.stallin)

Dans la plupart des cas, de nombreux feldspaths sont kaolinisés : altération en « neige ». La muscovite et le quartz sont peu ou pas altérés. La biotite devient vert foncé (brun rouille en masse), les amphilobes et pyroxènes sont plus ou moins ferruginisés mais seulement superficiellement. Il n'est guère courant d'observer à l'œil nu, sur le versant occidental, la présence de gibbsite cristallisée (paillettes hexagonales) dans les zones de départ, alors que cela est fréquent sur le versant humide oriental (altération en « pain d'épice » de A. LACROIX) où on

l'observe surtout sur granites et migmatites granitoïdes [1]. Cependant, la présence d'hydroxydes de fer et d'alumine cristallisés dans l'écorce d'altération du socle occidental est souvent décelée par l'analyse thermique différentielle ou les rayons X sur la fraction fine. De plus, l'examen au binoculaire de la fraction sableuse révèle fréquemment la présence de pseudo-sables ferro-alumineux à structure cloisonnée correspondant au résidu d'altération du réseau cristallin des feldspaths (cfr ci-dessous).

Les filons de quartz sont bien conservés : ils se dispersent au voisinage de la surface par « creep » ou érosion en nappe.

C. Constitution granulométrique

De manière à dégager les caractéristiques texturales d'ensemble du complexe d'altération sur roches cristallines, nous avons comparé les résultats de l'analyse granulométrique d'une centaine d'échantillons faite selon les normes internationales. Ces échantillons de zones d'altération (zones de départ) ont été prélevés dans les régions suivantes : environs de Tananarive, Behenjy, Manjakandriana, Fianarantsoa, Tsitondroïna, Ikalamavony, Mandoto, Ankaramena, Maevatanana, Bealanana, sur des roches métamorphiques diverses et sur roches éruptives.

La figure 20 représente les histogrammes des séries de résultats granulométriques observées pour les cent échantillons choisis, avec un intervalle de classe de 2,5%.

La comparaison des pourcentages en poids dans chaque fraction granulométrique permet de penser que ceux-ci s'ordonnent approximativement suivant les lois de Gauss ayant pour paramètres les valeurs suivantes :

	Moyenne	Écart type
Argile (0 à 2 microns)	16,1	7,15
Limon (2 à 20 microns)	19,25	7,2
Sable fin (0,02 à 0,2 mm)	32,0	8,0
Sable grossier (0,2 à 2 mm)	28,8	6,95

L'écart entre les fréquences observées et celles que donnerait la loi de Gauss est assez faible pour les fractions les plus fines (argile et limon), plus ou moins important pour les fractions sableuses, mais il serait probablement moindre si l'on avait pris un plus grand nombre de résultats.

D'ailleurs, en reportant les séries correspondant à chaque fraction sur un graphique de probabilité (fig. 21), on voit que la majorité des points correspondant aux fréquences cumulées des taux d'argile sont sensiblement sur une ligne droite sauf pour des taux très élevés ou très bas ; par conséquent, la série peut être considérée comme voisine de la normalité. Il en est de même pour les pourcentages de limon.

Les séries correspondant aux sables s'éloignent de la normalité quand les pourcentages sont faibles et surtout lorsqu'ils sont élevés : en effet, les résultats s'écartent sensiblement d'une distribution normale pour des teneurs en sable fin ou en sable grossier supérieures à 35 à 40%.

[1] J. Hervieu (1960), p. 13. Certaines cuirasses de surface anciennes des Hauts-Plateaux centraux sont riches en hydrargillite cristallisée et ont été dénommées par A. Lacroix « latérites gibbsitiques » (1923), t. III, p. 107 et ss.

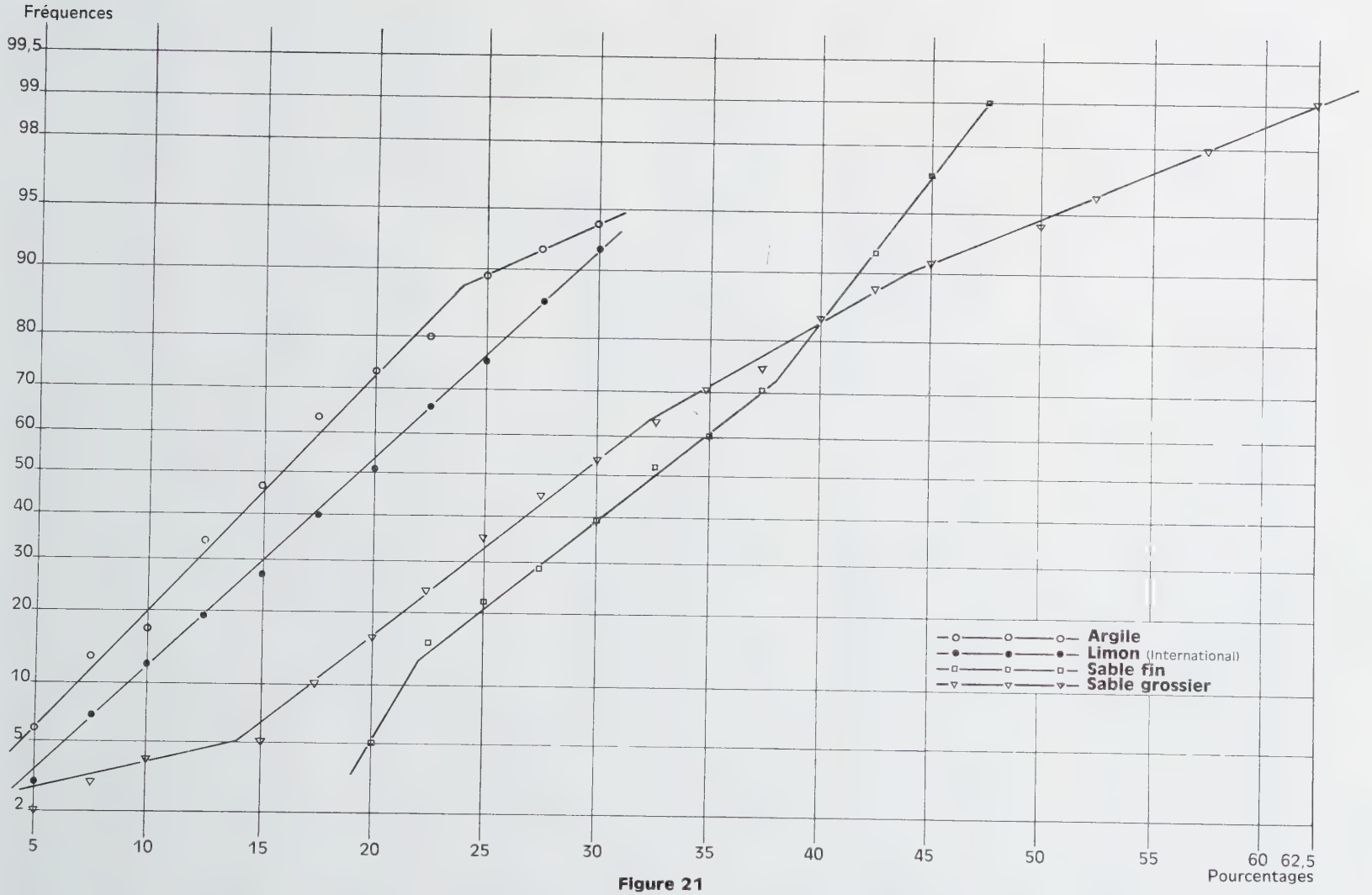


Figure 21

Graphiques de probabilité vérifiant l'ajustement des fréquences de pourcentages granulométriques à des séries normales.

Cela peut s'interpréter par le fait que dans les roches mères la taille des cristaux résistant à l'altération, en particulier des cristaux de quartz qui constituent l'essentiel de la fraction grossière, est une variable moins aléatoire que la proportion des minéraux altérables (en particulier des minéraux facilement altérables du type feldspaths) et présente un caractère de discontinuité plus marqué.

Les valeurs médianes des résultats observés sont les suivantes :

A = 15,6% L = 19,4% Sf = 32,5% Sg = 28,3%

Les pourcentages les plus élevés correspondent en général à la fraction sableuse fine, sauf quand la teneur en sable grossier dépasse environ 40%. Dans la très grande majorité des cas, le rapport limon/argile est supérieur à 0,5. L'histogramme des fréquences observées pour ce rapport sur les 100 échantillons analysés montre deux maximums : l'un entre 0,75 et 1,25, le second mieux individualisé et plus important entre 1,5 et 1,75.

Les résultats de l'analyse granulométrique par sédimentation pour les fractions fines (méthode pipette de A. Rivière) et par tamisages pour les fractions sableuses, ont été figurés sous forme de courbes cumulatives en coordonnées semi-logarithmiques pour quelques échantillons caractéristiques de zones d'altération sur roches cristallines (fig. 22).

La présence de points d'inflexion le plus souvent bien marqués met en valeur l'existence dans les matériaux en place de différents stocks granulométriques, eux-mêmes non triés, hérités de la roche même ou nés des transformations par altération. Dans certains cas, les portions de courbes très redressées correspondent sans doute pour les fractions limono-sableuses à une dominance dans la taille des cristaux de la roche mère, pour les fractions fines peut-être à une dimension préférentielle des cristaux d'argile néo-formés.

D. Caractères minéralogiques

a *Examen des roches altérées*

A. Lacroix [1] a bien montré dans les pegmatites, les granites et les gneiss, la pénétration des feldspaths suivant les clivages et le remplacement du réseau cristallin par des lamelles d'hydrargillite (altération gibbsitique) ou de kaolinite parfois très pure, ce dernier cas étant le plus courant sur le versant occidental du socle malgache. « Madagascar est remarquable, écrit-il, parmi les pays tropicaux, par l'importance de la transformation des roches granitiques et gneissiques en kaolin : en aucun cas je n'ai observé de stades intermédiaires de formation de séricite aux dépens des feldspaths » [2]. Selon le même auteur, la biotite se transforme également en gibbsite. Dans les roches éruptives basiques (au moins en climat humide) les plagioclases sont entièrement épigénisés par des paillettes d'hydrargillite, alors que les minéraux colorés sont transformés en produits colloïdaux ferrugineux. On trouve fréquemment des débris de pyroxènes et amphiboles non transformés, l'ilménite est intacte.

Sur des échantillons de roches altérées (argiles latéritiques) récoltés sur les Hauts-Plateaux et dans la région de Tananarive, A. Lacroix fait les commentaires suivants : « Les feldspaths s'altèrent progressivement le long des fissures, les plagioclases avant l'orthose et le

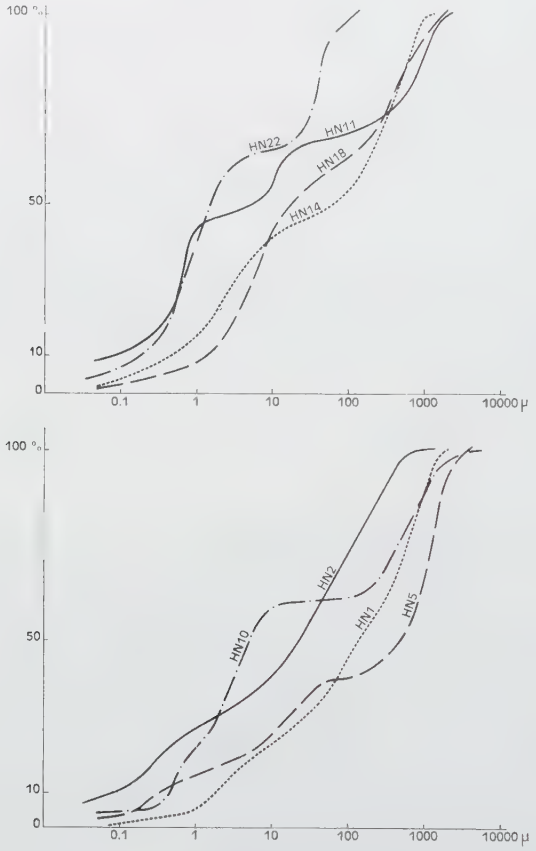
[1] A. Lacroix (1923), p. 107 et ss.

[2] Dans l'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites de Côte-d'Ivoire forestière, N. Leneuf (1959) considère la sericitisation comme la première phase de la genèse des minéraux secondaires.

microcline; ils se transforment en produits colloïdaux. L'amphibole et la biotite s'altèrent ensuite mais il existe de nombreux cas dans lesquels la biotite est encore fraîche alors que le feldspath est entièrement transformé. »

La sillimanite reste intacte, le grenat se ferruginise. Enfin, à propos de l'altération des amphibolites feldspathiques et des gabbros, A. Lacroix fait une remarque dont nous verrons la confirmation dans les caractères minéralogiques des sédiments sableux actuels : « ...il existe un stade dans lequel les feldspaths sont entièrement détruits alors qu'aucun des éléments colorés ne présente encore d'altération apparente. »

Figure 22
Complexe d'altération sur cristallin - Courbes granulométriques



b *Composition minéralogique des fractions granulométriques*

I — *La fraction sableuse :* Après séparation par sédimentation, nous avons observé à la loupe binoculaire les résidus de tamisage de la fraction sableuse de zones d'altération, correspondant aux deux dimensions 0,630 et 0,315 mm.

L'analyse des minéraux lourds a été faite sur l'ensemble de la fraction sableuse de dimensions supérieures à 50 microns et inférieures à 200 microns.

Caractères généraux :

Dans les zones d'altération sur cristallin, on peut distinguer trois grands types de fractions sableuses, les autres types étant plutôt des curiosités locales se caractérisant par l'abondance exceptionnelle d'une ou plusieurs espèces minérales particulières telles que muscovite, amphibole, magnétite, plus rarement biotite.

Le premier type (50 à 70% des cas) est constitué par des échantillons de sables très quartzeux, la proportion du quartz variant entre 75 et 98% et le reste étant constitué de minéraux noirs souvent magnétiques. Les grains de quartz ont des formes extrêmement irrégulières, des arêtes vives. Leur surface est souvent plus ou moins sale et à fort grossissement on peut observer un picotis à répartition irrégulière (corrosion?). A la dimension de 0,6 mm, les grains de quartz sont le plus souvent très fissurés et translucides; ce caractère s'atténue dans les tailles inférieures. Dans certains échantillons, on observe des dépôts ferrugineux rouge clair peu épais dans les anfractuosités des quartz.

Le second type est constitué par des échantillons de sables où la teneur en quartz varie entre quelques pour-cents et au maximum 50%. On observe dans ce cas des proportions variables de pseudo-sables scoriacés à structure cloisonnée du type « pain d'épice » due à l'épigénie des feldspaths par des hydroxydes de fer et d'alumine. On peut observer les stades successifs de la transformation : les grains en cours d'altération présentent des taches blanches cernées par des veinules rouge clair, puis la masse du grain se creuse de cavités jusqu'à donner une masse cloisonnée relativement fragile et qui ne résistera pas longtemps au transport par l'eau. Il est d'ailleurs probable qu'une partie de ces grains scoriacés est fragmentée lors de la dispersion pour analyse granulométrique.

Cette structure n'est d'ailleurs pas toujours aussi nette et dans certains échantillons on observe des grains très rubéfiés, mais à structure massive cependant fortement poreuse. Dans la structure cloisonnée n'intervient pas seulement la gibbsite : il s'agit plutôt d'une structure résiduelle que d'une structure minéralogique de néo-formation. En effet, ces échantillons se caractérisent surtout par leur richesse en oxydes de fer qui peut varier entre 10 et 45%. Le rapport Silice/Alumine assez variable a dans ce cas des valeurs toujours inférieures à 2, le plus souvent entre 1,4 et 1,6.

Le troisième type est constitué par des échantillons également plus ou moins quartzeux mais contenant une certaine proportion de feldspaths blancs ou rosés, peu altérés ou en voie de kaolinisation, à structure massive, parfois à clivages encore visibles. La proportion de grains feldspathiques excède rarement 10 à 15%, la richesse en oxydes de fer reste le plus souvent inférieure à 5%. Le rapport Silice/Alumine est le plus souvent voisin de 2. Dans de rares cas, nous avons observé une proportion de grains feldspathiques supérieure à celle des quartz.

Dans les types riches en minéraux particuliers, on observe pour la muscovite une faible altération par fragmentation et ouverture des empilements de feuillets. Ce phénomène extrêmement prononcé pour la biotite s'accompagne d'une épigénie ferro-alumineuse. Les amphiboles présentent en surface une ferruginisation faible et discontinue. L'ilménite et les minéraux noirs magnétiques sont inaltérés.

II — *Les minéraux lourds :* L'analyse des minéraux lourds sur les échantillons en place de roches altérées, n'ayant encore subi aucun triage, ne permet guère de tirer des conclusions

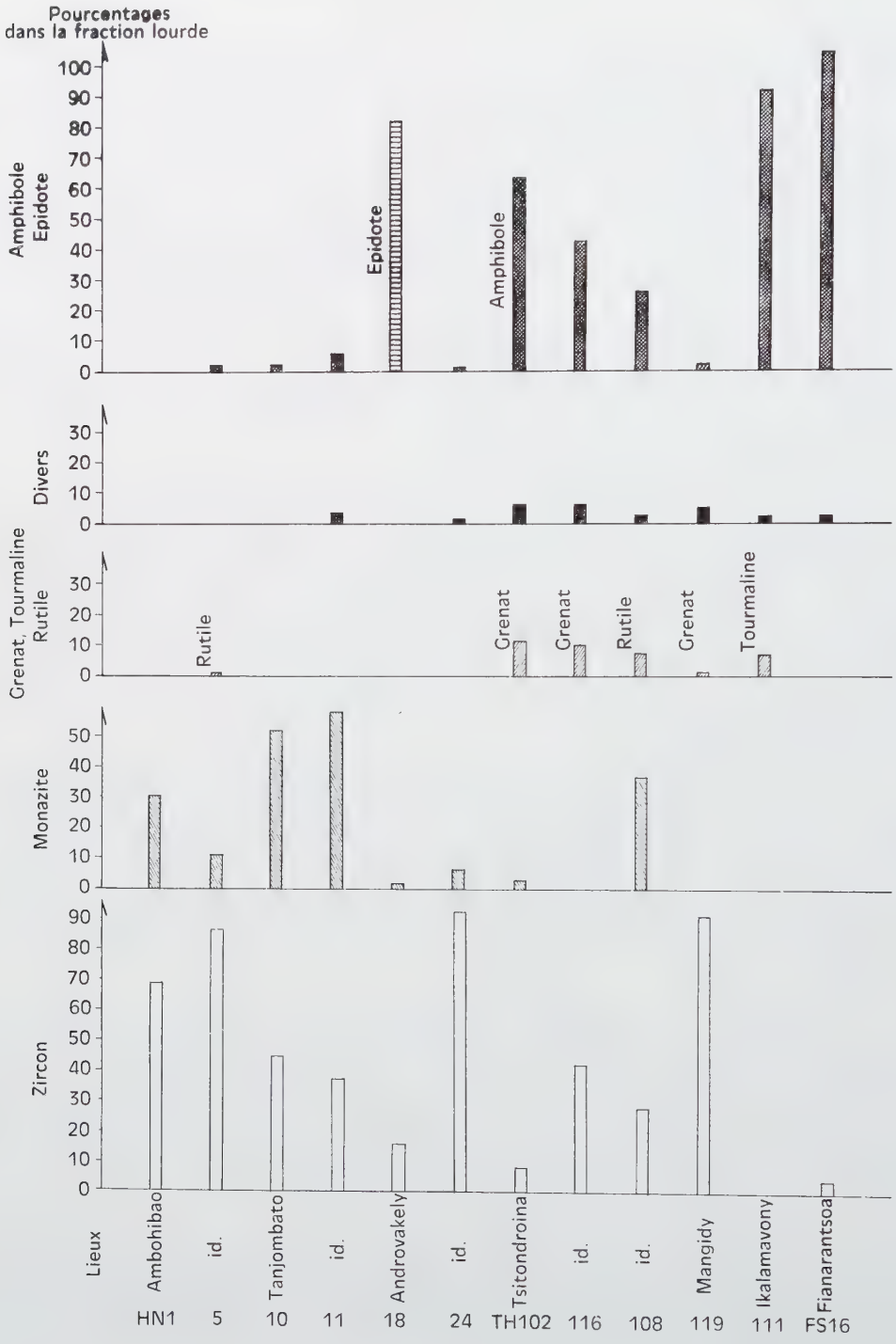


Figure 23

Exemples de composition de la fraction lourde dans les zones d'altération sur cristallin

très générales sur la composition moyenne de la fraction lourde dans les zones de départ du socle cristallin, lequel constitue de ce point de vue un matériel extrêmement complexe.

Les concentrations (pourcentages en poids) sont très variables, même sur une roche mère d'un type génétique donné : elles peuvent aller de 0,01 à 20%. En général, les espèces minéralogiques en quantités notables sont peu nombreuses. Pour cette raison et d'après les analyses que nous possédons, on peut penser qu'il existe dans l'écorce d'altération en place deux espèces dominantes, qui chacune peuvent constituer 60 à 90% de la fraction lourde : ce sont le zircon et l'amphibole (hornblende verte) (cfr fig. 23). A ces deux espèces sont associées un certain nombre d'espèces secondaires dont les concentrations sont souvent notables telles que grenat, tourmaline, rutile, parfois importantes telles que monazite, épidote. Plus rarement et en faibles quantités, on trouve également des pyroxènes, le disthène, l'apatite.

III — *La fraction argileuse :* Dans la très grande majorité des sols du massif ancien (Hauts-Plateaux) le complexe d'altération du socle métamorphique — zones de départ — possède une fraction argileuse dans laquelle la kaolinite, le plus souvent bien cristallisée, est le seul minéral argileux qui domine fortement. Ce fait est classique dans les zones d'altération ferrallitique avec des pluviométries actuellement supérieures à 1000-1200 mm.

Du point de vue de l'intensité des processus de ferrallitisation, il faut d'ailleurs noter que sur le versant occidental malgache, même dans sa partie la plus orientale et par conséquent la plus humide, la présence de la gibbsite dans la roche altérée ou la zone de départ, si elle n'est pas rare, ne constitue pas le cas le plus fréquent. C'est plutôt l'absence de ce minéral ou sa présence à l'état de traces dans la fraction argileuse, qui est la règle générale. Par contre, la présence de goethite, mais presque toujours en faible quantité est fréquente.

L'illite a été observée en association avec la kaolinite, sans que sa proportion n'excède guère 10 à 20%, dans les cas suivants :

— zones d'altération ferrallitique typique du socle ancien sans qu'on puisse attribuer une cause précise à la présence occasionnelle de ce minéral. On peut penser que la grande épaisseur de ces complexes d'altération ne peut permettre un stade d'altération absolument homogène et il est probable que la présence d'illite représente dans ce cas un stade transitoire et local dans la kaolinisation ou bien révèle des filons de la roche originelle particulièrement riches en micas (muscovite);

— zones d'altération du socle, au voisinage immédiat de la roche saine (écailles d'altération) ou dans les roches encore très peu altérées. Dans ce cas, la montmorillonite est également souvent présente;

— horizons profonds de profils de sols faiblement ferrallitiques ou ferrugineux tropicaux, sur la bordure occidentale du massif ancien, là où l'altitude diminue sensiblement et pour des pluviométries voisines de 900-1000 mm;

— sols formés sur des roches mères très particulières, par exemple les cipolins, même en condition de ferrallitisation.

Dans les trois derniers cas des quatre énumérés ci-dessus, la proportion d'illite est parfois dominante, mais n'excède pas 50 à 60% par rapport aux autres minéraux généralement présents : kaolinite et montmorillonite. Cependant, dans certains sols ferrugineux tropicaux peu profonds et sur roche-mère très riche en micas (gneiss à biotite ou micaschiste), la quasi-

totalité de la fraction argileuse dans la roche altérée peut être constituée par de l'illite avec seulement des traces de kaolinite.

La montmorillonite a été observée dans trois cas :

le premier cas, déjà cité, est celui des tout premiers stades de l'altération des roches cristallines saines. Ces stades sont très fugaces ; ce minéral ne persiste pas dans le profil d'altération et disparaît très rapidement. Dans ce cas, la montmorillonite est le plus souvent en association avec la kaolinite et l'illite ;

un autre cas, beaucoup plus rare semble-t-il, est celui des zones d'altérations sur roches cristallines basiques, mélanocrates (en particulier gabbros, pyroxénites ou amphibolites) et donnant naissance à des sols ferrugineux tropicaux très rubéfiés. Ce cas n'a été observé qu'en deux endroits, la montmorillonite pouvant constituer 60 à 100% des minéraux argileux, seule ou en association avec de la kaolinite, ou de la chlorite ;

enfin la montmorillonite est également présente dans les cipolins altérés, en association avec l'illite et un interstratifié illite-chlorite.

Dans l'écorce d'altération sur cristallin, d'autres types de minéraux ont été observés mais ils sont rares ou peu abondants. Dans un seul cas la métahalloysite était présente. La chlorite était présente dans le cas déjà cité. On peut noter également la présence fréquente mais en faible quantité d'hématite, de calcite.

E. Composition chimique

a *Composition globale des « zones de départ » et des roches saines*

La difficulté à comparer la composition de la roche saine et altérée tient de ce que, surtout en pays tropical et sur roches cristallines, la roche de référence n'a généralement pas une composition identique à celle qui a donné naissance au matériau altéré au point de prélèvement [1].

On peut cependant estimer les pertes relatives des éléments les uns par rapport aux autres et avoir une idée de leur mobilité relative. Par ailleurs, dans l'optique de notre sujet, cette estimation est intéressante, même avec un nombre de résultats limité, pour la comparer à celle des produits transportés à l'état dissous ou sous forme de débit solide dans les eaux fluviales.

La composition chimique globale a été analysée après attaque fluorhydrique pour cinq zones d'altération caractéristiques et les résultats figurent dans le tableau XVI. L'examen du bilan chimique (tableau XVII) en prenant comme teneur de référence la quantité d'alumine contenue dans une unité de volume de roche saine, montre que dans les arènes d'altération se produit une baisse très nette de la silice dont la teneur diminue en moyenne de 30 à 60 %. Les teneurs en bases diminuent également dans des proportions importantes, d'autant plus que les teneurs sont plus élevées dans la roche saine. Sodium et Potassium semblent les éléments les plus mobiles.

[1] Cette difficulté a été également soulignée en pays tempéré, en particulier au sujet de l'altération des granites par D. Collier (1961), p. 284.

Tableau XVI

COMPOSITION CHIMIQUE GLOBALE DE LA ROCHE SAINE ET ALTÉRÉE
(après attaque fluorhydrique)

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O
Profil I										
Granite	65,7	15,7	5,7	1,6	0,9	5,0	3,8	0,95	0,57	0,2
Écailles	69,6	15,9	2,5	1,0	0,7	4,5	3,2	0,65	0,38	1,2
Arène	50,3	25,7	9,65	0,4	0,45	0,6	0,7	1,5	0,57	10,0
Profil II										
Granite	72,3	14,9	1,65	0,7	0,8	5,2	3,8	0,2	0,4	0,25
Écailles	71,7	16,8	1,7	0,6	0,65	3,95	3,1	0,2	0,34	0,45
Arène	53,3	23,8	10,8	0,1	0,2	1,0	1,2	0,8	0,5	8,25
Profil III										
Granite	71,4	15,5	1,7	0,8	0,5	5,4	4,6	0,25	0,3	0,4
Écailles	67,5	18,6	1,9	0,8	0,4	4,9	3,1	0,35	0,4	1,5
Arène	62,9	20,7	0,8	0,15	0,05	0,8	1,0	0,4	0,5	4,75
Profil IV										
Migmatite	67,1	16,4	7,2	0,8	0,6	2,3	3,9	0,8	0,6	0,4
R. altérée	66,3	18,3	4,7	0,4	0,4	1,7	3,6	0,5	0,45	3,5
Arène	59,8	22,6	5,2	0,1	0,2	0,6	1,0	0,45	0,85	8,5
Profil V										
Amphibolite	51,6	15,4	16,4	4,3	1,2	5,5	3,9	1,2	0,7	0,3
Arène	58,3	18,9	9,0	0,2	0,6	0,9	1,9	0,9	0,4	3,3

Tableau XVII

BILAN CHIMIQUE [a]
Altération des roches cristallines

Échantil.	Profil I		Profil II		Profil III		Profil IV		Profil V	
	Roche saine	Arène	Roche saine	Arène	Roche saine	Arène	Roche saine	Arène	Roche saine	Arène
Al_2O_3	408,2	408,2	387,4	387,4	403,0	403,0	426,4	426,4	400,4	400,4
SiO_2	1708,2	796,0	1879,8	863,9	1856,4	1221,1	1744,6	1125,7	1341,6	1233,2
Fe_2O_3	148,2	153,1	42,9	174,3	44,2	15,3	187,2	98,0	426,4	188,2
TiO_2	24,7	23,7	5,2	12,8	6,5	7,6	20,8	8,1	31,2	18,8
P_2O_5	14,8	9,0	10,4	8,1	7,8	9,7	15,6	15,3	18,2	8,4
CaO	41,6	6,1	18,2	1,6	20,8	2,9	20,8	1,85	111,8	4,0
MgO	23,4	6,9	20,8	3,25	13,0	0,95	15,6	3,75	31,2	12,4
K_2O	130,0	9,4	135,2	16,2	140,4	15,3	59,8	11,0	137,5	18,8
Na_2O	98,8	11,0	98,8	19,4	119,6	19,3	101,4	18,7	102,4	40,0
H_2O	5,2	155,1	6,5	134,0	10,4	88,7	10,5	157,8	7,8	68,0

[a] Teneur de référence : Quantité d'alumine dans une unité de volume de roche saine en g/dm³.

Le comportement du fer est assez variable : un départ important est observé dans certains cas (exemples dans les profils IV et V) probablement par lessivage de la nappe sous

forme de fer ferreux. Rappelons que la présence d'une zone tachetée est rare dans les sols ferrallitiques malgaches, et que dans le cas le plus fréquent, c'est-à-dire celui de reliefs fortement différenciés, la circulation des eaux de nappe se fait au contact de la roche saine.

Dans tous les cas, l'eau de constitution s'accroît dans des proportions importantes.

Ces résultats sont tout à fait semblables à ceux obtenus en Afrique par M. Bonifas [1] et N. Leneuf [2].

Dans l'étude du bilan chimique d'altération, il est difficile de fixer une référence chimique ou minéralogique. Pour cette raison, M. Bonifas a appliqué le raisonnement isovolumétrique (conservation du volume apparent dans la roche saine et la roche altérée) à l'altération latéritique de plusieurs types de roches. Il ressort des conclusions de ce travail les faits généraux suivants :

— dans tous les cas les alcalins et les alcalino-terreux sont éliminés;

— la silice est plus ou moins évacuée en fonction de la teneur en quartz;

— on note en général une augmentation importante de l'eau;

— le comportement du fer, de l'aluminium et du titane est beaucoup plus complexe.

Nous avons fait, pour les 5 profils analysés, le calcul volumétrique avec la teneur en alumine dans la roche saine (en g/dm^3) en prenant 2,6 comme densité moyenne de la roche saine et 1,45 comme densité moyenne de l'arène d'altération [3]. D'après ce calcul, 1 dm^3 de roche saine a donné naissance à 1,09 dm^3 d'arène dans le cas du profil I, 1,11 dm^3 pour le profil II, 1,32 dm^3 pour le profil III, 1,29 dm^3 pour le profil IV et enfin 1,45 dm^3 pour le profil V. A part ce dernier résultat qui paraît élevé, ces chiffres montrent que l'augmentation de volume lors de l'altération est importante [4].

Il semble que cette augmentation de volume ait surtout lieu lors de la kaolinisation et de la ferrallitisation des minéraux facilement altérables (feldspaths) car dans les écailles d'altération il se produit bien une désagrégation physique par tranches successives mais dans l'écaille elle-même en général, la composition chimique varie relativement peu par rapport à la roche saine (cfr tableau XVI) et l'augmentation de volume paraît faible.

Le tableau XVIII montre quelques exemples de composition de roches cristallines fréquentes sur le versant occidental malgache. La composition moyenne calculée d'après ces résultats est la suivante :

Éléments	Roches cristallines Composition moyenne en %
SiO_2	60,1
Al_2O_3.	14,7
$FeO + Fe_2O_3$	6,9
CaO	6,24
MgO	3,84
K_2O	3,45
Na_2O	2,34

[1] M. Bonifas (1959), p. 149.
[2] N. Leneuf (1959), p. 167 et ss.
[3] Cette densité a été mesurée en place à l'aide d'un densitomètre à membrane.
[4] N. Leneuf (1959), p. 186 en appliquant le même raisonnement a trouvé en Côte-d'Ivoire qu'un dm^3 de granite calco-alcalin donnait naissance à 1,18 dm^3 d'argile tachetée.

Tableau XVIII

EXEMPLES DE COMPOSITION DE ROCHES CRISTALLINES DOMINANTES SUR LE VERSANT OCCIDENTAL [a]

	N°	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-
Granite	1	70,7	16,4	1,2	1,1	0,84	0,34	5,4	3,8	tr.	tr.	0,07	0,08
Granite	13	74,6	18,0	2,0	0,8	0,54	0,88	3,35	4,78	0,36	tr.	0,05	0,25
Migmatite	345	67,7	13,8	1,3	3,0	1,7	3,0	3,65	4,5	0,5	0,1	0,2	0,2
Migmatite	351	65,8	16,0	2,4	1,4	1,4	2,70	4,30	5,1	0,7	tr.	0,5	—
Gneiss	311	57,2	13,9	3,08	3,3	2,42	4,8	—	5,65	2 16	0,05	0,7	0,11
Gneiss	312	70,6	11,2	3,8	1,6	2,0	6,5	0,2	1,40	1,10	0,05	1,5	—
Micaschiste	233	49,2	29,3	3,6	8,1	3,42	0,65	0,65	2,74	1,4	0,05	0,47	0,20
Syenite	44	60,0	11,2	7,3	1,9	2,58	4,03	4,18	7,39	0,81	0,17	0,43	0,16
Gabbro	87	48,5	15,0	2,4	9,2	4,54	8,14	3,51	2,03	4,74	0,41	1,0	0,21
Pyroxenite	257	50,0	3,4	1,3	2,8	15,5	25,2	tr.	tr.	0,2	—	0,78	0,11
Amphibolite	298	46,8	14,2	2,3	10,3	7,2	12,5	0,5	0,6	2,4	0,25	0,64	tr.

[a] Analyses de roches de Madagascar (BRENON, P. et ORLOFF, O., 1956).

Du fait de l'utilisation dans le tableau XVIII de résultats concernant des roches basiques, il semble que cette composition moyenne présente une teneur en silice un peu basse et des teneurs en bases plutôt élevées, compte tenu de la prédominance des gneiss, migmatites et granites dans le socle ancien malgache. C'est pourquoi, compte tenu de ce fait et des analyses d'arènes d'altération dont nous disposons, nous utiliserons comme élément de comparaison la composition moyenne correspondant à ces types de roches. On aboutit alors au bilan suivant :

Éléments	Composition moyennne en %		Bilan chimique	
	Gneiss Migmatites Granites	Arènes d'altération	Roches saines	Arènes d'altérations
SiO_2	67,7	56,9	1760,2	981,2
Al_2O_3	14,8	22,3	384,8	384,8
$FeO+Fe_2O_3$	4,5	7,0	107,8	119,2
CaO	3,0	0,2	78,0	3,0
MgO	1,5	0,3	39,0	5,0
K_2O	4,2	0,8	101,2	13,5
Na_2O	3,3	1,1	85,8	18,8
TOi_2	0,96	0,8	24,9	13,5
H_2O	0,3	7,0	7,8	119,2

En appliquant le même calcul volumétrique que précédemment, on voit que, dans le paysage géochimique du versant cristallin occidental, 100 g de roche saine donneraient naissance en moyenne à 63 g d'arène, c'est-à-dire que 1 dm^3 de roche donnerait 1,12 dm^3 d'écorce d'altération.

Ce bilan ne prétend pas représenter la réalité naturelle obligatoirement beaucoup plus complexe et nuancée, mais seulement donner un ordre de grandeur des transformations possibles lors des phénomènes d'altération et fixer les idées sur la mobilité relative des principaux éléments.

b *Composition des fractions granulométriques*

L'analyse par le réactif triacide a été faite sur les arènes d'altération pour les fractions granulométriques suivantes : l'argile (0—2 microns), le limon (2—20 microns), le limon grossier (20—50 microns) qui constituent la fraction fine, et l'ensemble de la fraction plus ou moins grossière c'est-à-dire les sables (> 50 microns). La distinction habituelle sable fin et sable grossier n'aurait pas mis aussi bien en relief la répartition de certains éléments en particulier celle du résidu quartzeux.

Le tableau XIX donne les résultats obtenus pour trois échantillons typiques à teneur en quartz décroissante, et à rapport limon/argile croissant. Le tableau XX donne les résultats moyens obtenus sur 26 échantillons d'arènes sur roches cristallines acides des environs de Tananarive (cfr également fig. 24).

D'après ces résultats, on peut constater les faits suivants :

— la teneur en quartz augmente de la fraction fine à la fraction sableuse dans des proportions d'autant plus grandes que celle-ci est plus importante;

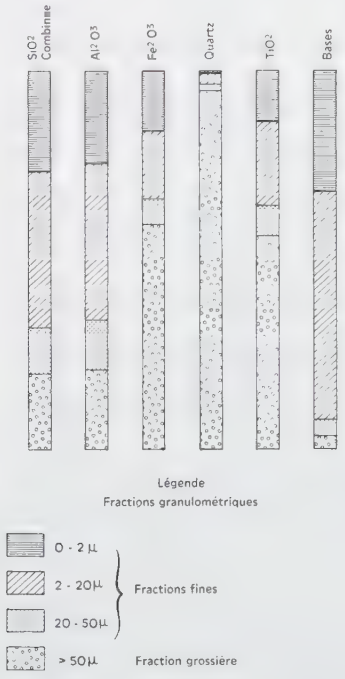
Tableau XIX

EXEMPLES DE COMPOSITION CHIMIQUE DES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES POUR TROIS ARÈNES D'ALTÉRATION SUR GNEISS À TENEURS EN QUARTZ DIFFÉRENTES (EN POUR-CENT DE MATIÈRE SÈCHE — ATTAQUE TRIACIDE)

Echantil	% total sec	SiO_2 résiduelle	SiO_2 combinée	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	TiO_2	H_2O	SiO_2/Al_2O_3
HN 1/global	100	40,7	23,0	23,4	3,5	0,40	0,15	0,02	tr.	0,7	8,9	1,7
> 50 μ	55,5	75,0	9,2	9,7	4,4	tr.	tr.	tr.	tr.	0,5	2,0	1,6
20 - 50 μ	14,6	3,7	32,0	42,1	1,9	0,15	0,09	tr.	tr.	0,15	17,5	1,3
2 - 20 μ	20,0	0,7	40,8	40,1	3,2	tr.	0,01	tr.	tr.	0,25	16,0	1,7
0 - 2 μ	9,2	0,7	41,8	35,8	7,8	1,48	0,40	0,08	tr.	0,5	13,9	2,0
HN 3/global	100	11,5	32,4	29,0	16,7	0,80	0,12	tr.	tr.	1,6	10,9	1,9
> 50 μ	38,3	28,4	17,8	18,5	31,0	tr.	tr.	tr.	tr.	1,7	6,4	1,6
20 - 50 μ	10,2	4,8	34,4	32,4	12,5	0,06	0,05	tr.	tr.	3,0	13,2	1,8
2 - 20 μ	37,0	0,07	41,8	35,3	9,8	tr.	0,08	tr.	tr.	1,3	13,7	2,0
0 - 2 μ	13,2	0,5	37,0	31,3	12,1	1,6	0,2	tr.	tr.	1,4	13,5	2,-
HN 22/global	100	4,4	33,4	29,1	19,6	0,15	0,13	0,02	tr.	0,8	11,4	1,9
> 50 μ	30,2	27,3	28,5	24,0	12,7	tr.	tr.	tr.	tr.	0,6	9,5	2,0
20 - 50 μ	12,0	4,8	35,2	31,3	15,2	tr.	0,14	tr.	tr.	0,7	11,8	1,9
2 - 20 μ	46,8	0,9	37,0	31,4	18,4	tr.	0,12	tr.	tr.	0,4	12,2	2,0
0 - 2 μ	10,4	0,1	37,5	30,3	18,9	0,70	0,22	0,03	tr.	0,8	12,2	2,1

— la silice combinée augmente dans les fractions fines et atteint son maximum dans le limon et l'argile;

— pour les faibles valeurs (<10%) la teneur en fer croît approximativement avec le taux d'argile. Les fortes teneurs en fer sont en général observées dans les arènes peu quartzeuses (cfr graphiques de la fig. 25);



Moyenne sur 26 échantillons des environs de Tananarive

Figure 24

Repartion des principaux éléments exportables par érosion dans les différentes fractions granulométriques des arenes d'altération sur cristallin

Tableau XX

COMPOSITION CHIMIQUE MOYENNE DES DIFFÉRENTES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES DES ARÈNES D'ALTÉRATION SUR CRISTALLIN [a]

	Poids %	Perte au feu	Résidu	Silice combinée	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	SiO_2/Al_2O_3
0 - 2 µ	14,7	13,2	0,6	41,1	35,1	7,4	0,5	1,74	0,77	0,08	tr.	1,9
2 - 20 µ	23,8	13,8	3,3	40,1	35,8	5,0	0,5	0,24	0,10	0,09	tr.	1,9
20 - 50 µ	8,5	12,2	14,2	32,9	32,4	5,6	0,5	0,17	0,14	0,06	tr.	1,7
> 50 µ	50,8	2,7	71,5	9,0	8,6	7,8	0,6	tr.	tr.	tr.	tr.	1,7

[a] Moyennes sur 26 échantillons des environs de Tananarive. Attaque triacide.

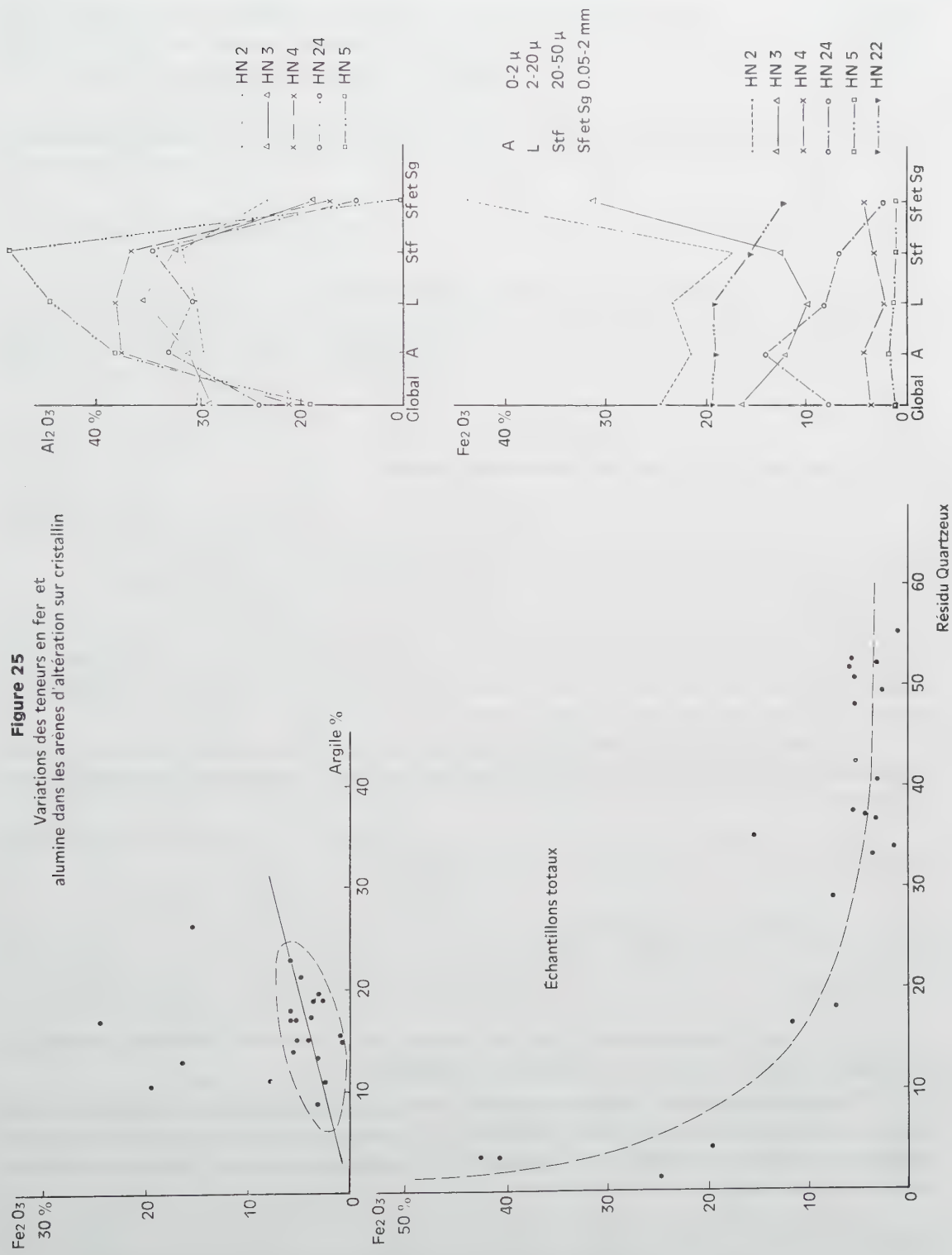


Figure 25
Variations des teneurs en fer et alumine dans les arènes d'altération sur cristallin

— l'alumine est à peu près bien répartie, plus abondante cependant dans l'ensemble des fractions fines, tandis que le fer accuse souvent des teneurs plus élevées dans la fraction sableuse (présence de pseudo-sables) et parfois dans la fraction argileuse (cfr graphiques de la fig. 25);

— les bases sont en très faibles quantités dans les fractions sableuses et limoneuses, sauf dans la fraction argileuse où en particulier la chaux et la magnésie présentent des teneurs notables;

— les teneurs en titane sont variables, plus ou moins bien réparties dans les différentes fractions;

— l'hydratation est surtout importante dans les fractions fines;

— le rapport silice/alumine croît en général de la fraction grossière à la fraction fine pour être le plus souvent voisin de 2 dans le limon fin et l'argile (les valeurs inférieurse à 1,0 sont rares).

2 Le complexe d'altération sur roches sédimentaires

La distinction entre complexe d'altération et sol proprement dit que nous avons faite pour les matériaux du socle ancien, est ici beaucoup plus délicate pour deux raisons :

— l'altération moins profonde ou même superficielle des roches mères en général;

— l'érosion intense et la présence de nombreux sols squelettiques.

Cependant, cette notion est encore utile pour les matériaux originels remaniés, cas fréquent par suite de l'importance quantitative des matériaux gréseux facilement érodibles dans les séries sédimentaires de l'Ouest malgache.

Par ailleurs, il est plus difficile de considérer la composition granulométrique ou chimique moyenne, car l'altération étant limitée, chaque série sédimentaire constitue un cas particulier.

Nous examinerons donc sommairement les principaux types de roches mères et de matériaux originels, exception faite pour les sédiments récents.

A. Faits généraux d'observation

a *Schistes*

Les roches mères schisteuses sont abondantes dans la série de la Sakamena (Permien), plus dispersées dans les séries de l'Isalo (Lias-Jurassique).

Exception faite pour quelques témoins perchés sur la bordure occidentale du massif ancien, ces schistes donnent le plus souvent des sols subsquelettiques et subissent une désagrégation physique, particulièrement nette dans les schistes en plaquettes (dépression périphérique du massif ancien).

Là où ces roches ont donné naissance à un sol, la transition entre sol et roche peu ou pas altérée est toujours assez rapide et la limite irrégulière. L'altération progresse d'abord

entre les strates de la roche mère et l'on passe à la masse terreuse où les débris rocheux disparaissent rapidement.

Il n'est pas rare d'observer une faible hydromorphie dans l'horizon de transition, malgré la perméabilité fissurale de la roche mère sous-jacente, par suite de l'abondance des produits argileux hérités et néo-formés, car il s'agit souvent de schistes pélitiques ou de pélites micacées.

b *Grès et matériaux gréseux*

Dans la couverture sédimentaire, les grès grossiers à moyens, à ciment argileux, dominent; ils constituent en particulier la majeure partie des épaisses séries continentales de l'Isalo (Isalo I et II surtout). Ils sont également abondants dans le Crétacé (en particulier dans le Crétacé moyen) et dans le Pliocène.

Malgré la perméabilité de ces roches mères, leur résistance à l'érosion est inégale d'une série à l'autre ou le plus souvent d'un banc à l'autre (changements fréquents de microfaciès). L'altération est souvent limitée en profondeur et la transition avec le sol proprement dit rapide. Là encore, la désagrégation physique prédomine et l'altération se fait essentiellement par les joints des strates, les diaclases de la roche-mère.

Tous les pédologues ayant travaillé dans la zone sédimentaire malgache s'accordent à reconnaître la rareté des sols en place sur matériaux gréseux et insistent sur l'importance des remaniements superficiels des matériaux originels. Il s'agit ici à la fois d'un complexe d'altération et d'un « complexe de désagrégation », et il faut supposer en outre l'action consécutive d'un transport à distance variable.

Ceci n'exclut pas la présence de « sols » parfois profonds mais dans ce cas l'évolution pédologique récente et actuelle se poursuit sur un matériau déjà plus ou moins évolué du point de vue pédogénétique avant sa mise en place définitive. C'est ce schéma qui doit être appliqué à la *carapace sableuse*, laquelle recouvre une partie importante des séries sédimentaires citées ci-dessus.

La question de la « carapace sableuse »

Sur les cartes géologiques, les géologues ont groupé sous le terme de « carapace sableuse » des formations de surface le plus souvent sablo-argileuses, quelquefois sableuses, qui occupent des surfaces d'importance très inégale sur les différentes séries sédimentaires de l'Ouest et du Nord-Ouest, depuis l'Isalo jusqu'au Pliocène, dont elles gênent fortement l'observation des affleurements.

Ces formations superficielles sont le plus souvent profondément rubéfiées, la profondeur de la rubéfaction variant entre 1 et 15 m et les traces de toute sédimentation originelle ont pratiquement disparu dans la partie rubéfiée. Ainsi, on se trouve la plupart du temps en présence d'un sol plus ou moins profond, appartenant au grand Groupe des Sols Ferrugineux Tropicaux, mais sur l'unité génétique duquel il est difficile de conclure à cause des remaniements antérieurs au développement du profil actuel.

Ces sols sont parfois difficiles à distinguer des sols dérivés de grès car il n'y a guère de

différence dans la granulométrie [1]. La discordance entre carapace rubéfiée et matériaux sous-jacents est parfois très nette et même dans certains cas soulignée par une couche de galets. Dans d'autres cas, la transition de couleur est progressive et la stratification du matériau originel (souvent subhorizontale) apparaît peu à peu. Celui-ci est souvent riche en concrétions radiciformes gréso-calcaires (en particulier dans le Sud-Ouest), en lentilles argileuses, en lits de galets de quartz (provenant en particulier des séries de l'Isalo) ou de roches basiques (les « dykes » liés aux accidents structuraux du sédimentaire les ont fourni le plus souvent).

Il s'agit donc d'une couverture d'altération de transport où l'agent essentiel de mise en place des matériaux est le ruissellement (ruissellement en nappe ou réseaux anastomosés [2]).

Pour expliquer la formation de ces grandes étendues sableuses à relief très peu différencié, on doit faire appel à un processus de caractère généralisé, en l'occurrence la *pédimentation*. L'importance de ce phénomène a déjà été souvent reconnue en Afrique, en particulier en climat semi-aride. L.C. KING en Afrique du Sud [3] lui accorde un rôle prépondérant dans l'évolution du relief. A Madagascar, malgré une reprise active de l'érosion linéaire dans la couverture sédimentaire, l'action du ruissellement diffus est observée fréquemment (nappes d'épandage). Le contact de la carapace sableuse avec les reliefs résiduels ou les séries tabulaires surélevées se fait le plus souvent par une rupture de pente très nette. A. GUILCHER a assimilé la partie orientale de la plaine d'Ambilobe à un pédiment plus ou moins latéritisé [4], formé dans les grès tendres de l'Isalo.

Selon H. BAULIG : « le pédiment est modelé par un écoulement qui, constamment chargé à la limite, ne peut se concentrer durablement et creuser, mais reste capable d'ablation » [5]. La plupart des matériaux originels de la carapace sableuse ne peuvent être considérés comme des alluvions : le triage médiocre de leur fraction sableuse le prouve le plus souvent, les stratifications entrecroisées sont rares, les éléments grossiers (galets) proviennent le plus souvent d'un substratum sédimentaire proche. Les actions éoliennes invoquées par certains auteurs n'ont jamais pu être démontrées et la morphoscopie des quartz n'en apporte pas la preuve, d'autant plus qu'il s'agit le plus souvent d'un matériel déjà très ancien [6].

Une couverture sableuse homogène et très étendue recouvre presque entièrement les séries de l'Isalo (en particulier de l'Isalo II) dans la dépression périphérique et ses abords. Ces surfaces rubéfiées représentent sans doute le stade final de la pédiplanation qui a suivi le démantèlement de la « Surface Néogène » dont il subsiste un certain nombre de buttes témoins en particulier dans le Sud-Ouest (entre Ranohira et Sakaraha). Il semble que lors d'un « cycle » morphoclimatique post pliocène, dans des conditions climatiques peut-être plus sèches que

[1] Ce fait a été également souligné par P. SEGALEN (1956, a et b) dans le bassin de Majunga à propos des sols dérivés de sables et appelés souvent « sables roux » par les géologues et les pédologues. Nous avons montré par ailleurs — J. HERVIEU (1959 a) — quelles distinctions il convenait de faire dans ces sables roux, en particulier en fonction de leurs matériaux originels.

[2] Seules les formations sableuses rubéfiées situées dans la région côtière au sud du Mangoky d'une part, dans les environs immédiats de Tambohorano d'autre part, peuvent être rapportées à d'anciens systèmes dunaires.

[3] Cfr en particulier les chapitres IV et V de *South African Scenery* (1963).

[4] L. BERTHOIS et A. GUILCHER (1956), pp. 36-41.

[5] H. BAULIG (1952).

[6] Le terme de carapace sableuse n'est en général pas appliqué aux « Sables Roux » typiques de l'Extrême-Sud qui sont des sols rouges de décalcification formés sur grès calcaires quaternaires d'origine dunaire (J. HERVIEU, 1958). Dans la carapace sableuse, si certains grains de quartz sont picotés ou dépolis, leur forme est souvent très irrégulière, subanguleuse. Les grains peu usés dominent et les ronds mats sont rares.

celles qui règnent actuellement, se soient formées ces grandes étendues sableuses, aujourd'hui discontinues et profondément attaquées par l'érosion [1].

La carapace sableuse qui recouvre localement les crétacé moyen et inférieur continentaux peut être considérée comme la plus ancienne et résultant peut-être de plusieurs cycles d'épandage. Elle vient le plus souvent en discordance brutale sur des séries gréseuses tabulaires dégagées en « cuestas » vers l'Est tandis que les revers de côtes sont profondément disséqués par l'érosion linéaire qui attaque à la fois la carapace et les matériaux sous-jacents. Sur les vastes plateaux de l'Isalo mixte, du Jurassique supérieur et du Crétacé supérieur, la discordance avec les matériaux sédimentaires est souvent moins nette et il semble bien que l'altération en place ait joué dans ce cas un rôle important.

La carapace sableuse de la région côtière marque le stade d'une pédiplanation très poussée qu'on peut assimiler à une « Surface fin-Pliocène » et déjà entamée par un nouveau cycle d'érosion. Dans le bassin de Morondava, et en particulier au sud de la Tsiribihina, le réseau hydrographique est peu encaissé dans cette surface rubéfiée. Au contraire dans le bassin de Majunga le creusement important du réseau hydrographique a disséqué cette surface attaquée en falaises sur le littoral (cfr chap. VIII).

Il semble bien que les séries sédimentaires calcaires aient peu participé à la formation de la carapace sableuse, soit par altération en place, soit par remaniements. Sur les revers de côtes, on observe également dans certains cas des pédiments sur lesquels se sont développés des sols rouges de décalcification à texture argileuse. La présence d'une carapace sableuse sur calcaire peut être en général considérée comme allochtone et due à la « contamination » de séries gréseuses voisines (faciès mixtes).

c *Calcaires*

Les roches calcaires massives se trouvent surtout dans le Jurassique moyen (Bathonien): érodées par dissolution elles ont donné localement de magnifiques « Karst » (Bemaraha, Namoroka, Ankarana). La série Eocène en comprend également mais en association avec des calcaires plus ou moins sableux et des marnes; les calcaires dolomitiques y sont assez fréquents.

Les calcaires gréseux ou marneux sont fréquents dans l'Isalo-Jurassique (Isalo III à faciès mixte) et dans le Crétacé supérieur. Alors que sur calcaires massifs la transition est toujours brutale entre roche mère et sols rouges de décalcification, on peut parler d'un complexe d'altération argilo-calcaire sur les séries les plus tendres. Ce complexe d'altération est en général peu épais et souvent colluvionné car ces séries sédimentaires sont très érodées et le réseau hydrographique y est fortement encaissé. Sur calcaires massifs les lithosols squelettiques sont d'ailleurs les plus fréquents.

d *Argiles et marnes*

Ces roches mères sont fréquentes dans les Séries Crétacée et Tertiaire mais elles occupent en général des surfaces limitées.

[1] Dans le bassin versant du Mangoky, nous avons émis l'hypothèse que cet épisode morphoclimatique plus sec pouvait être relié à des épisodes d'alluvionnement dans la moyenne vallée et à la mise en place de systèmes dunaires dans la région littorale (J. Hervieu, 1964).

Dans les conditions morphoclimatiques de l'Ouest, sur ces matériaux, complexe d'altération et sols sont le plus souvent confondus et la différenciation structurale d'un ou plusieurs horizons est étroitement liée aux caractères hérités de la roche mère : teneurs en éléments fins, minéraux argileux, richesse en carbonates.

B. Caractères texturaux et minéralogiques

a *Faciès*

Nous citerons ici les principaux types de faciès tels qu'ils sont décrits dans les nombreux travaux géologiques régionaux et les synthèses stratigraphiques de la zone sédimentaire [1].

Le Karroo malgache est largement développé sur la bordure occidentale du socle ancien (cfr fig. 2). Il comprend trois groupes :

— Sakoa : schistes noirs argileux très fissiles,
grès durs souvent arkosiques (couches à charbons),
complexe argilo-gréseux (argilites rouges et grès verts très grossiers à feldspaths roses),
calcaires gréseux ou construits.

— Sakamena : conglomérat de base (gros galets de quartz très émoussés),
schistes à plantes, pélitiques, fissiles,
schistes, argiles à septarias, grès psammitiques;
schistes argileux (à faune marine).

Le groupe de la Sakamena n'est pas connu dans le Nord-Ouest mais son équivalent marin se retrouve dans l'Extrême-Nord.

— Isalo : Isalo I : Néotrias à Eotrias supérieur — faciès contiental de plusieurs centaines de mètres à 2 ou 3.000 m.
Grès grossiers, souvent conglomératiques, mal cimentés à feldspaths plus ou moins kaolinisés, à stratification entrecroisée quasi constante.

Isalo II : Lias — Rhétien — faciès continental dominant — 1 000 m. Argilites, argiles sableuses, grès tendres (moins grossiers en général que ceux de l'Isalo I).
Calcaires et marnes dans la moitié nord du bassin de Majunga.

Isalo III : Bajocien — Bathonien — faciès mixte ou continental. Argiles, grès tendres à stratification entrecroisée. Calcaires massifs dominants, marnes.

Jurassique supr :
Dominance de faciès marneux,
Calcaires gréseux, Argiles à gypse.

Cretacé infr :
Grès glauconieux, marnes, argiles à gypse, calcaires gllauconieux.

Cretacé moyen :
Grès continentaux, grès calcaires, marnes.

Cretacé supr :
Dominance de grès continentaux à stratification entrecroisée (à Reptiles).
Calcaires marneux ou crayeux, Argiles.

[1] Cfr en particulier L. Barrabe (1929), H. Besairie (1952), (1953), (1960), H. Besairie et M. Collignon (1956), J. de Saint-ours (1952).

— TERTIAIRE : Calcaires dominants, tendres ou compacts, marneux ou gréseux (5 à 700 m d'épaisseur). Grès à stratification entrecroisée, parfois feldspathiques, sables et argiles (Néogène Continental — 200 m d'épaisseur).
Carapace sableuse : sables plus ou moins argileux à stratification subhorizontale, localement entrecroisée avec galets.

b *Granulométrie et Morphoscopie*

Il existe très peu d'études sédimentologiques détaillées sur les roches sédimentaires malgaches.

La Société des Pétroles de Madagascar [1] a procédé à un certain nombre d'analyses sur les affleurements des séries du Karroo au sud du Mangoky : ces résultats [2], dont nous reproduisons ici l'essentiel, sont dans une certaine mesure extrapolables au reste de la zone sédimentaire, car il n'est pas possible de tenir compte des nombreuses variations de détail. Nous y ajoutons quelques observations personnelles.

Les argiles de la Sakamena contiennent en moyenne moins de 10% de sables. Les grès de cette série ont surtout une granulométrie fine : la médiane des fractions sableuses varie entre 0,15 et 0,30 mm. Leur ciment est argilo-siliceux et contient des quantités notables de calcite Les pélites contiennent des quartz clastiques très fins.

Bien que la présence de poudingues à gros galets de quartz très arrondis soit fréquente dans les grès de l'Isalo, la masse de la roche est en général constituée par des sables grossiers à moyens (médianes de 0,7 à 1,5 mm) avec un ciment argileux. Le triage de la fraction sableuse est en général médiocre : l'indice d'hétérométrie de CAILLEUX varie entre 0,5 et 1, et tend à augmenter quand la taille des grains diminue.

Dans l'Isalo, les argiles sableuses sont fréquentes, la fraction sableuse pouvant constituer jusqu'à 40% de la masse totale.

Dans les séries du Karroo, les grains de quartz sont le plus souvent anguleux à subanguleux. Leur surface est fréquemment plus ou moins dépolie mais non mate [3]. E. BOLTENHAGEN note la grande abondance cependant des émoussés luisants dans l'Isalo II du Sud-Ouest.

Sur la bordure interne de la plaine d'Ambilobe, l'Isalo I est constitué par un grès à ciment argileux [4] et se caractérise par la forme très anguleuse des quartz. Dans le complexe d'altération, on trouve 75% de grains non usés dans les tailles supérieures à 2 mm, 98% dans les tailles inférieures à 1 mm.

I. ASENSIO et A. CAILLEUX ont étudié la forme des grains de quartz de 0,7 mm de long pour quelques échantillons de sables très dispersés géographiquement [5]. Sur onze échantillons examinés (sables et grès triasiques à tertiaires et sols qui les recouvrent) les grains non usés sont abondants, toujours en majorité au moins relative. Les émoussés luisants sont présents

[1] La SPM est également en possession d'un certain nombre d'analyses sur la lithologie et la pétrographie d'échantillons de nombreux sondages profonds dans la couverture sédimentaire. Outre le fait que ces résultats appartiennent au domaine privé, ils intéressent moins directement notre propos.

[2] E. BOLTENHAGEN (1951-52-53).

[3] Nous retrouverons ce caractère dans les sédiments sableux récents.

[4] L. BERTHOIS et A. GUILCHER (1956).

[5] L. ASENSIO et A. CZILLEUX (1959).

en proportion notable : 24 à 48% [1]. Les ronds mats sont rares. Dans certains cas, les non usés et les subanguleux sont affectés d'un fin picotis qui masque leur éclat originel.

Dans les matériaux de recouvrement (carapace sableuse) la fraction sableuse constitue 60 à 90% de la masse totale. Les médianes varient en moyenne entre 0,35 et 0,55 mm et d'après nos résultats, le triage y est en général plus poussé que dans les matériaux gréseux en place : l'indice d'hétérométrie varie entre 0,35 et 0,6. Là encore, les grains non usés ou subanguleux dominent fortement et les grains picotés mats sont fréquents. Certains échantillons révèlent une certaine usure par le vent que nous pensons d'époque récente et qui se traduit également par la présence d'un maximum secondaire dans les distributions au voisinage des tailles 0,15 à 0,2 mm [2].

c *Minéralogie*

1. *Sables :* Les grès de l'Isalo se caractérisent par des proportions notables de feldspaths 20 à 50% au maximum. La biotite est fréquente dans les séries schisteuses, en particulier celles de la Sakamena : elle est souvent chloritisée.

Il ressort des études faites par E. Boltenhagen [3] et G. Braxmeyer [4] de la SPM sur le Karroo du bassin de Morondava, aussi bien sur les échantillons d'affleurements que dans les sondages, que le cortège des minéraux lourds transparents est essentiellement constitué par le Grenat, le Zircon et l'Apatite.

Les minéraux accessoires se divisent en deux groupes : le premier comprend la Tourmaline, la Staurotide, la Monazite, l'Epidote, le Rutile. Le deuxième comprend des minéraux plus rares : Disthène, Amphibole, Pyroxène, Sphène. Le Zircon domine dans la Sakamena supérieure et l'Isalo I; les Grenats dans l'Isalo II.

Les principaux caractères du cortège minéralogique restent pratiquement constants dans toutes les séries, notamment le rapport grenat/zircon, et les variations du cortège d'une série à l'autre sont progressives.

Les minéraux opaques sont dans l'ensemble toujours très abondants (en moyenne 80% des minéraux lourds de l'Isalo, parfois la totalité dans la Sakamena).

Dans le bassin de Majunga, J.C. Rerat [5] a montré que les séries crétacées (en particulier les grès de l'Ankarafantsika) se caractérisent par un cortège à zircon et disthène, ce dernier minéral étant caractéristique du Jurassique supérieur et du Crétacé. Dans les séries suprabasaltiques (basaltes crétacés) l'amphibole est d'abord le minéral caractéristique puis on observe un cortège à grenat et à apatite. D'après le même auteur (fig. 26) les formations détritiques post miocènes (carapace argilo-sableuse) se caractérisent par un cortège à zircon prédominant. Ce cortège paraîtrait donc lié à une altération superficielle (cortège résiduel) et se présenterait comme une variante altérée du cortège à grenat et à apatite.

[1] Ce caractère s'atténue fortement dans les tailles plus fines et est beaucoup moins net, comme nous l'avons maintes fois constaté, dans les matériaux remaniés et les sédiments fluviatiles actuels où la fraction supérieure ou égale à 0,7 mm ne constitue en moyenne qu'une faible partie de la fraction sableuse.

[2] I. Asensio et A. Cailleux posent également la question de l'ancienneté de cette usure par le vent dans les sols ou sables reposant sur des formations antérieures au Quaternaire.

[3] E. Boltenhagen (1951-52-53).

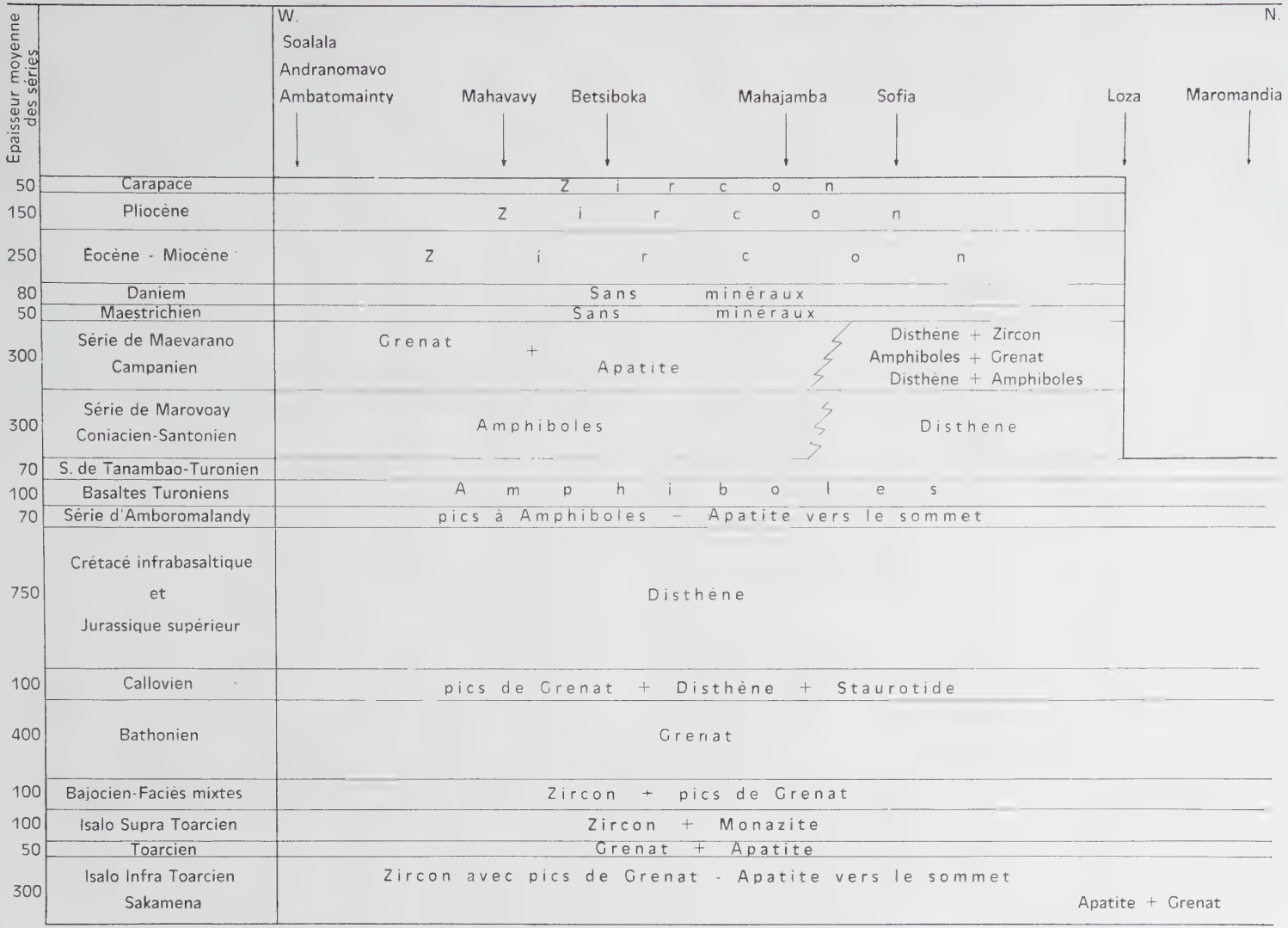
[4] G. Braxmeyer (1959).

[5] J.C. Rerat (1964). Ces documents inédits nous ont été aimablement communiqués par la Société des Pétroles de Madagascar.

Figure 26

Répartition stratigraphique des minéraux lourds dans le bassin de Majunga

D'après : J. C. Rerat



2. *Argiles :* Les connaissances sur les minéraux argileux dans les roches-mères sédimentaires de l'Ouest malgache étaient jusqu'ici très peu nombreuses. Nous avons tenté de les préciser pour évaluer l'action des bassins sédimentaires dans les caractères hérités par les sédiments récents et les sols alluviaux.

La synthèse que nous présentons est surtout valable en particulier pour le grand bassin du Mangoky et en général pour le bassin sédimentaire de Morondava (Ouest proprement dit). Dans le bassin de Majunga (Nord-Ouest) bien que nous disposions d'un nombre plus restreint de prélèvements, il semble d'après les résultats obtenus, que nos conclusions soient extrapolables à l'ensemble de la zone sédimentaire occidentale.

Les principales séries constitutives des bassins sédimentaires sont, rappelons-le : la Sakamena (Permien), l'Isalo (Trias, Lias, Jurassique), le Jurassique supérieur, le Crétacé, l'Eocène inférieur. Parmi celles-ci, les formations de l'Isalo occupent de loin la première place dans la répartition en surface et l'affleurement des couches. Elles sont aussi les principaux producteurs de matériaux car l'érosion y est souvent intense, et les formations gréseuses à désagrégation facile y sont fréquentes. Dans les séries crétacées, les roches gréseuses sont également fréquentes mais en général mieux consolidées et plus résistantes à l'érosion. Les séries calcaires massives de l'Isalo et du Jurassique fournissent relativement peu de matériaux. Par contre, dans ces mêmes séries, les calcaires gréseux et les marnes sont fortement érodés. L'Éocène calcaire constitue en général une faible partie des bassins versants.

D'après nos observations, les minéraux argileux dominants dans les différentes séries et leurs matériaux originels, sont les suivants :

	Minéraux	Proportions
Sakamena moyenne		
schistes	illite	80 à 90%
	montmorillonite	10 à 20%
	kaolinite	traces
	vermiculite	traces
Sakamena supérieure		
schistes	kaolinite	90 à 100
Isalo I et II	illite	tr. à 10%
grès continentaux		
argiles sableuses	montmorillonite	80 à 100
argilites	kaolinite	tr. à 20
Isalo-Jurassique	illite	traces
grès plus ou moins calcaires		
argilites	montmorillonite	90 à 100
calcaires marneux	kaolinite	tr. à 10
Jurassique supérieur		
calcaires marneux	illite	100
	kaolinite	traces
Crétacé continental		
grès quartziques	montmorillonite	70 à 100
argilites	kaolinite	tr. à 100
	illite	traces
Éocène inférieur		
grès calcaires	montmorillonite	60 à 100
calcaires massifs	kaolinite	tr. à 40
	illite	tr.

D'après l'ensemble des analyses et compte tenu de la répartition des roches mères, on peut dire qu'en général, dans les bassins sédimentaires, la montmorillonite est le minéral dominant. Ce fait est fondamental pour expliquer l'association de minéraux argileux présente dans les sédiments récents et les sols alluviaux.

3 Le complexe d'altération sur roches volcaniques basiques

A. Morphologie

Les zones d'altération sur roches volcaniques basiques sont en général moins épaisses que sur roches cristallines, même en climat humide. La distance entre la roche mère intacte et la surface du sol est le plus souvent comprise entre 2 et 10 m [1]. Cependant dans certains cas, en particulier sur les roches les plus anciennes (basaltes crétacés), la zone d'altération peut atteindre 25 à 30 m [2].

L'écorce d'altération proprement dite diffère du sol, généralement très vivement coloré en rouge ou brun-rouge, par ses couleurs plus pâles, gris clair à mauve ou rose violacé.

La texture est le plus souvent argileuse à argilo-limoneuse et la zone de départ n'a pas l'aspect d'arène. En climat sec et sous forte érosion, la zone d'altération se réduit à une fragmentation en polyèdres et plaquettes de la roche avec début de ferruginisation [3]. L'altération en boules du basalte n'est bien visible que sur les Hauts-Plateaux. En climat subhumide de l'Ouest, on ne l'observe que dans les profils profonds.

Dans sa thèse sur les sols dérivés de roches volcaniques basiques à Madagascar, P. Segalen note que la zone d'altération présente une variété d'aspects tenant en particulier à la structure de la roche. Ainsi, les cendres basaltiques s'altèrent rapidement et l'on observe des fragments inaltérés enrobés dans une masse terreuse. Les basaltes rocheux peuvent passer au sol par une zone d'altération épaisse ou bien seulement en quelques centimètres.

B. Caractères physico-chimiques et minéralogiques

Dans les zones d'altération sur basaltes les fractions fines dominent, mais la présence d'agrégats résistant à la dispersion ou de pseudo-sables est générale par suite de l'abondance des hydroxydes de fer. Ce caractère s'accentue dans les sols de climat plus sec de l'Ouest [3]. En moyenne, le taux d'argile varie entre 30 et 40% et le rapport limon/argile entre 0,5 et 0,8. Les teneurs en sable fin varient entre 25 et 45% (pseudo-sables abondants) et il y a très peu de sable grossier (débris ferruginisés ou concrétions).

[1] P. Segalen (1957), p. 36 et ss.
[2] J. Hervieu (1963), pp. 61-63.
[3] J. Hervieu (1963 a).

Composition chimique :

	Perte au feu	Résidu	Silice combinée	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	SiO_2/Al_2O_3
Attaque triacide de zones d'altérations sur :							
Basalte pliocène	11,1	0,7	24,5	30,2	26,1	5,0	1,4
Basalte crétacé	12,3	0,5	29,4	29,0	23,6	1,5	1,5

L'analyse totale faite par attaque fluorhydrique sur des basaltes plio-quaternaires de l'Ankaratra (roche saine et roche en altération) a donné les résultats suivants :

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O
1. Roche saine	47,0	15,8	19,5	1,0	2,25	2,15	2,10	2,3	0,08	1,8
Roche altér.	13,8	29,3	33,3	2,1	3,8	0,2	0,3	5,4	0,15	12,2
2. Roche saine	46,7	21,1	22,0	1,0	2,1	1,6	2,75	0,6	0,1	1,15
Roche altér.	20,0	30,1	29,6	0,85	1,0	1,6	1,0	6,2	0,07	10,0

Le bilan chimique, établi en prenant comme teneur de référence la quantité d'alumine contenue dans une unité de volume de roche saine (densité moyenne = 2,8), se présente comme suit dans les deux cas précédents :

	1		2	
	Roche saine	Roche en altération	Roche saine	Roche en altération
Al_2O_3	442,4	442,4	590,8	590,8
SiO_2	1316	207,9	1260,9	392,3
Fe_2O_3	546	499,9	616	580,7
CaO	28	31,7	28	16,6
MgO	63	57	58,8	19,6
K_2O	60,2	3	44,8	31,3
Na_2O	58,8	4,5	77	19,6
TiO_2	64,4	80,9	16,8	121,1
P_2O_5	2,2	2,2	2,8	1,4
H_2O	50,4	184	32,2	196,1

Dans ces deux exemples, il s'agit de zones d'altération peu épaisses au contact de la roche mère massive : ceci explique le départ irrégulier de certains éléments en particulier des bases. Cependant, on voit d'après ces résultats qu'il se produit un départ très important de silice alors que le fer est éliminé en quantités peu importantes. Les bases sont également éliminées en quantités notables à élevées. On constate une accumulation relative du titane. L'eau de constitution s'accroît dans des proportions élevées.

Argiles : dans ces zones d'altération sur roches volcaniques basiques, la kaolinite est largement dominante. La gibbsite est également présente en quantités notables dans les zones d'altération de sols ferrallitiques, associée à la goethite ou l'hématite. Sa teneur augmente en général de la base vers le haut du profil.

Les sols jeunes renferment de la montmorillonite qui ne se maintient dans le profil qu'en cas de mauvais drainage [1].

[1] P. SEGALEN (1957), p. 153.

L'attaque triacide des différentes fractions granulométriques d'une zone d'altération typique et bien développée sur basalte de l'Ankaratra (cfr plus loin Profil n 6), a donné les résultats suivants (en %) :

	0 à 2 microns	2 à 20 microns	20 à 50 microns	>50 microns	Global
Résidu	0,5	0,8	0,6	0,4	0,5
SiO_2	41,5	37,2	13,8	16,4	26,5
Al_2O_3	36,0	34,5	19,4	20,3	26,6
Fe_2O_3	4,7	6,7	49,5	42,9	27,9
TiO_2	2,2	2,0	10,0	5,0	4,4
Perte au feu	14,5	14,7	6,0	11,4	11,5
SiO_2/Al_2O_3	2,0	1,8	1,2	1,4	1,7
% total sec	37,5	17,1	8,5	36,8	

Ces résultats confirment la présence de pseudo-sables ferrugineux dans la fraction sableuse, et l'abondance des hydroxydes dans les fractions grossières qui s'accompagne d'une diminution nette du rapport SiO_2/Al_2O_3.

II. LES SOLS

1 Choix des Types

Nous avons, dans les pages précédentes, exposé les raisons qui, dans le cadre de notre sujet, nous ont incités à faire une distinction entre complexe d'altération et sol proprement dit. En surface, les différents types de sols contribuent aux apports alluviaux selon leur extension et leur répartition. En épaisseur, ils conditionnent l'érosion et le déblaiement des zones d'altérations ou de roches tendres sous-jacentes.

Aussi conserverons-nous pour cette étude la conception de la classification pédogénétique française qui « envisage le sol dans la totalité de son profil, depuis la roche inaltérée qui lui a donné naissance jusqu'à sa surface » [1], en insistant sur les caractères et la contribution des horizons supérieurs, phase ultime de l'altération.

Les grands groupes de sols du versant occidental malgache, qui contribuent à la fourniture des matériaux transportés par les cours d'eau sont cités plus loin. Ces groupes sont caractérisés par des processus pédologiques généraux dont la nature ou l'intensité diffèrent nettement.

La description détaillée des sous-groupes — caractérisés soit par une intensité variable du processus fondamental, soit par la manifestation d'un processus secondaire [1] — ou des types intermédiaires, nous entraînerait trop loin sans apporter à notre sujet beaucoup de connaissances nouvelles ou particulières.

Ainsi, dans chaque groupe, nous n'avons retenu autant que possible que des types de sols caractérisant chacun une famille de sols, c'est-à-dire en fonction des caractères pétrographiques de la roche mère ou du matériau originel. En effet, de celle-ci ou de celui-ci dépen-

[1] G. AUBERT (1963), pp. 2-3.

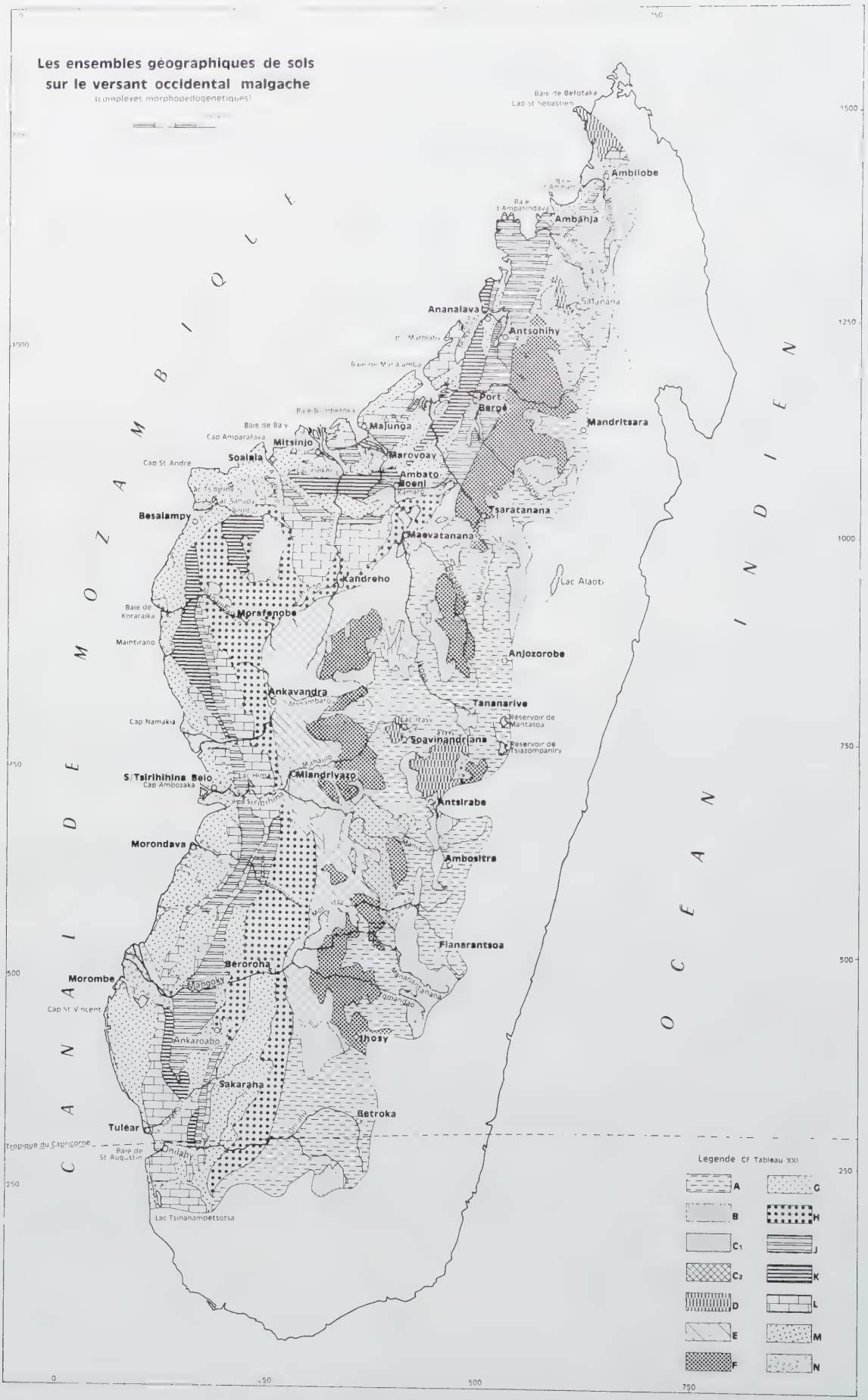

Les ensembles géographiques de sols
sur le versant occidental malgache
(complexes morphopedogenetiques)
CANAL DE MOZAMBIQUE
OCEAN INDIEN
Baie de Befotaka
Cap St Sebastien
Ambilobe
Ambanja
Ananalava
Antsohihy
Port Berge
Mandritsara
Majunga
Mitsinjo
Soalala
Marovoay
Ambato Boeni
Tsaratanana
Besalampy
Maevatanana
Kandreho
Lac Alaotra
Morafenobe
Anjozorobe
Ankavandra
Tananarive
Soavinandriana
Miandrivazo
Antsirabe
Morondava
Ambositra
Fianarantsoa
Beroroha
Morombe
Ihosy
Sakaraha
Betroka
Tulear
Tropique du Capricorne
Baie de St Augustin
Lac Tsinanampetsotsa
Legende Cf Tableau XXI
A
B
C1
C2
D
E
F
G
H
J
K
L
M
N

Tableau XXI

LES ENSEMBLES GÉOGRAPHIQUES DE SOLS SUR LE VERSANT OCCIDENTAL MALGACHE

Complexes morphopédogénétiques [a]	Principaux groupes de sols
— ZONE HUMIDE (Domaine du Centre)	
A Hautes terres à reliefs résiduels granito-gneissiques sous forêt (survivances) et surtout pseudosteppe. Roches métamorphiques acides dominantes.	Sols faiblement ferrallitiques à ferrallitiques plus ou moins érodés.
B Hautes surfaces d'aplanissement sous pseudo-steppe. Roches métamorphiques ou volcaniques.	Sols ferrallitiques localement concrétionnés ou cuirassés.
C Structures anciennes mises à jour par l'érosion différentielle : massifs granitiques (C_1) ou quartzitiques (C_2) en relief sur le socle ancien.	Sols minéraux bruts d'érosion.
— ZONE D'ALTITUDE	
D Massifs volcaniques plio-quaternaires sous forêt ou pseudo-steppe. Roches volcaniques basiques dominantes.	Sols ferrallitiques localement cuirassés. Sols ferrallitiques humifères. Sols minéraux bruts.
— ZONE SUBHUMIDE À SEMI-ARIDE (Domaine occidental)	
E Reliefs pseudo-appalachiens à inselbergs et pentes occidentales du socle ancien sous savane. Roches métamorphiques acides ou calco-alcalines.	Sols ferrugineux tropicaux, souvent à tendance subsquelettique.
F Surfaces d'aplanissement d'altitude moyenne dans le socle sous pseudo-steppe.	Sols faiblement ferrallitiques localement concrétionnés ou cuirassés.
G Dômes cristallins intrasédimentaires du Nord-Ouest sous pseudo-steppe. Roches métamorphiques acides.	Sols faiblement ferrallitiques.
H Reliefs gréseux permo-triasiques et dépression marginale du socle ancien sous savane.	Sols ferrugineux tropicaux (souvent régosoliques). Sols minéraux bruts.
J Surfaces structurales, trains de « cuestas » et dépressions monoclinales des bassins sédimentaires de Morondava et de Majunga, sous savane arborée.	Sols ferrugineux tropicaux. Sols calco-magnésimorphes. Vertisols. Sols minéraux bruts.
K Surfaces structurales des basaltes crétacés sous savane arborée.	Sols faiblement ferrallitiques à ferrallitiques (survivances). Sols minéraux bruts.
L Plateaux calcaires jurassiques et éocènes (surfaces structurales) sous forêt tropophile ou bush.	Sols ferrugineux tropicaux. Sols calco-magnésimorphes. Sols minéraux bruts.
M Couverture continentale plio-quaternaire. (Carapace sablo-argileuse) sous forêt tropophile ou savane arborée.	Sols ferrugineux tropicaux.
N Basses vallées de l'Ouest et plaines de niveau de base.	Sols minéraux bruts. Sols peu évolués d'apport. Sols hydromorphes et halomorphes.

[a] Les lettres majuscules A, B, C, etc. correspondent à la légende de la carte hors-texte.

dent en partie et dans des proportions variables, la nature et les quantités des produits issus de l'altération. De ce fait, nous avons volontairement négligé les sols formés sur roches mères très particulières ou occupant sur le versant occidental de très faibles surfaces, ainsi que les sols formés sur matériaux originels provenant d'un remaniement récent. Ces derniers appartiennent pour la plupart aux groupes des sols peu évolués d'apport, des sols hydromorphes ou halomorphes étudiés par la suite.

2 Géographie des sols sur le versant occidental malgache

Avant de décrire ces types de sols caractéristiques, il nous paraît utile de les situer dans le cadre géographique du versant occidental de l'Ile et de voir à quelles unités morphologiques ces groupes correspondent.

Ces unités « pédogéographiques » ont un caractère régional et dans une série dimensionnelle utilisable en cartographie des sols malgaches, elles peuvent être assimilées à des grandeurs du 2e ordre [1], après les grandes divisions climatiques, bioclimatiques et géologiques. Leur représentation apparaîtra bien à des échelles de l'ordre du 1/2.000.000e au 1/5.000.000e. Leurs dimensions minimales varient de quelques centaines à quelques milliers de km².

Ces unités cartographiques correspondent le plus souvent à ce que nous appelons des « *complexes morphopédogénétiques* » dans lesquels les facteurs de formation et d'évolution des sols agissent dans le cadre d'une unité géomorphologique régionale. Leur critère de différenciation sera donc essentiellement d'ordre structural.

Le complexe morphopédogénétique n'est pas une unité de classification pédologique. Cependant, nous pensons que le facteur géomorphologique doit guider la cartographie régionale à un niveau élevé d'organisation. Pour cette raison, nous le considérons comme critère essentiel de la répartition des sols à cet ordre de grandeur.

La carte hors-texte et sa légende (tableau XXI) montrent la répartition sur le versant occidental de ces complexes morphopédogénétiques et leur importance respective.

J. Tricart et A. Cailleux ont défini en géomorphologie climatique des « systèmes morphogénétiques » [2] : ces systèmes sont de vastes ensembles qui peuvent aller jusqu'à la zone morphoclimatique et dans lesquels l'aménagement du relief est lié à un ensemble de processus complexes dépendant essentiellement du climat et des facteurs structuraux. Nous nous sommes inspirés de ces idées originales pour définir les complexes morphopédogénétiques [3].

Ainsi, le complexe morphopédogénétique permet de mieux définir de « degré de régionalité » des principaux types génétiques de sols [4].

[1] Le 1er ordre de grandeur correspond à des unités cartographiques de quelques dizaines de milliers de km² au minimum. L'échelle moyenne correspondante est le 1/25.000.000e. Le phénomène scalaire dominant est le climat.

[2] J. Tricart et A. Cailleux (1955), p. 42.

[3] Pour J. Tricart et A. Cailleux, le système morphogénétique est une unité du 2e ordre de grandeur qui se place immédiatement après le système morphoclimatique. Il s'étend sur plusieurs dizaines ou centaines de milliers de km².

[4] Plusieurs auteurs, en particulier J. Tricart et A. Cailleux (1955), (1956) et L. Glandeaud (1955, 1956) ont insisté sur l'importance de la notion d'échelle dans le classement des faits géologiques ou géomorphologiques.

3 Les Profils types

Le profil type est représentatif d'un milieu pédogénétique : en effet, ses différentes propriétés sont la résultante des actions exercées par les facteurs de ce milieu (climat, roche-mère, végétation, etc.). En d'autres termes, le profil type est celui dont les caractères essentiels se retrouvent groupés avec la plus grande fréquence dans des conditions déterminées. Il se rapproche du type de sol idéal qui, pour chaque milieu considéré, serait l'élément de base d'une classification génétique naturelle.

La classification adoptée est la classification génétique utilisée par les pédologues français dont les grandes unités ont été précisées par G. AUBERT [1] à la suite de nombreux travaux en France et dans les pays tropicaux. Comme le souligne G. AUBERT, les caractères définissant chacune des catégories — caractères intrinsèques du sol — doivent pouvoir être reconnus et appréciés sur le terrain, les analyses de laboratoire permettant de confirmer et de préciser le diagnostic sur le terrain.

Sur le versant occidental malgache, les grandes unités pédologiques occupant des surfaces notables sont les suivantes (à l'exclusion des sols formés sur matériaux alluviaux) :

I. SOLS À SESQUIOXYDES FORTEMENT INDIVIDUALISÉS	1. Sols Ferrallitiques	*a.* Sols ferrallitiques typiques *b.* Sols ferrallitiques indurés *c.* Sols ferrallitiques humifères *d.* Sols faiblement ferrallitiques
	2. Sols Ferrugineux Tropicaux	Sols ferrugineux tropicaux non ou peu lessivés
II. SOLS CALCOMAGNÉSIMORPHES	Sols humifères à carbonate de calcium ou à dolomie	*a.* Rendzines typiques *b.* Rendzines à horizons
III. VERTISOLS	Vertisols à pédoclimat temporairement humide	Vertisols lithomorphes à horizon de surface à structure fine
IV. SOLS MINÉRAUX BRUTS	Sols minéraux bruts non climatiques	Sols bruts d'érosion ou squelettiques.

SOL ROUGE FERRALLITIQUE SUR GRANITE

PROFIL n° 1

Situation : Environs du canton de Fanjakana, près du village d'Ambalamarina.
$X = 448$ $Y = 545{,}5$ $Z = 1.150$ m

Climat : $P = 1.215$ mm $T = 18° 5$.

Unité géomorphologique : Relief de hautes terres à dissection profonde avec dômes rocheux en voie de dégagement.

Végétation : Pseudo-steppe à Aristida sp.

Topographie : Pente très forte (30 à 35°). Erosion en terrassettes. Au sommet de la colline, dalles rocheuses en voie de dénudation. Le profil est observé dans un « lavaka ».

Roche mère : Granite de l'Isandra (types Midongy-Befody/Système du Vohibory) à caractère stratoïde; alcalin [2], rose à grain fin.

[1] G. AUBERT (1963), (1964).

[2] D'après A. EMBERGER (1955), p. 70, la composition du granite type Midongy est la suivante en % : $SiO_2 = 74{,}6$, $Al_2O_3 = 12{,}0$, $Fe_2O_3 = 2{,}0$, $FeO = 0{,}86$, $MgO = 0{,}54$, $CaO = 0{,}88$, $Na_2O = 3{,}35$, $K_2O = 4{,}78$, $TiO_2 = 0{,}36$, $H_2O = 0{,}05$.

Morphologie :

0 à 15 cm : Brun-jaune (Munsell à sec : 5 YR — 5/2, humide : 7,5 YR — 3/2), assez humifère, assez durci. Argilo-sableux, structure grumeleuse à polyédrique fine. Nombreuses radicelles, forte cohésion, porosité plutôt faible.

15 à 40 cm : Rouge-brun clair (Munsell à sec : 10 R — 5/4, humide : 2,5 YR — 4/4), peu humifère, tassé et durci. Argileux, structure massive, secondairement polyédrique fine. Quelques taches d'humus sur le trajet de racines, enracinement faible, cohésion moyenne.

0,40 à 1,75 m : Rouge vif (Munsell à sec : 10 R — 5/8, humide : 10 R — 4/8), avec dessication en prismes sur la paroi d'érosion. Argileux, structure polyédrique fine, assez friable, très ferrugineux. Porosité moyenne, cohésion plutôt faible, enracinement très faible.

1,75 à 3 m env. : Horizon de transition jaunâtre (Munsell à sec : 2,5 YR — 6,6, humide : 2,5 YR — 5,8), un peu micacé, à structure fondue, argilo-sableux, kaolinisé.

3 à 4,5 m env. : Roche altérée à structure originelle plus ou moins visible, jaunâtre, très micacée.

4,5 à 10 m et plus : Roche pourrie, à structure grenue encore bien visible, blanche ou rosée, très kaolinisée, friable

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH du sol est moyennement à faiblement acide (pH = 5,3 à 6,0).

Granulométrie :

La fraction argileuse domine dans les horizons rubéfiés, la teneur étant très élevée dans l'horizon B (plus de 70%). Cette différence du taux d'argile est d'ailleurs probablement due à un enrichissement en sables grossiers des horizons de surface par érosion en nappe plutôt qu'à la formation d'un horizon B textural par lessivage.

La fraction limoneuse faible dans le sol augmente dans la roche altérée, et le rapport limon (2 à 20 microns)/argile passe de 0,05 dans le sol rubéfié à 0,35 puis 1,5 dans l'arène d'altération. La teneur en sables assez importante en surface (ruissellement) passe par un minimum pour devenir prédominante en profondeur dans la roche altérée (65 à 70%).

Matière organique :

Le taux de matière organique assez élevé dans l'horizon de surface (4,9%) diminue très rapidement avec la profondeur. Cette matière organique est assez bien humifiée mais le rapport C/N demeure assez fort, voisin de 15.

Complexe absorbant :

Celui-ci est très pauvre en éléments échangeables dans les horizons supérieurs et le pourcentage de saturation ne dépasse pas 35%.

Les réserves minérales sont faibles. Dans le sol, le rapport SiO_2/Al_2O_3 augmente de la surface en profondeur et varie entre 1,2 et 1,9.

L'examen aux rayons *X* de la fraction argileuse montre que celle-ci est constituée dans tout le profil par de la kaolinite avec des traces d'un édifice à 10 Å (biotite) dans la roche

altérée. La gibbsite est présente dans tous les horizons rubéfiés du profil. On en trouve seulement des traces dans l'horizon de transition, et elle disparaît dans la roche altérée où la kaolinite constitue l'essentiel de la fraction argileuse avec un peu de goethite et des traces d'illite. Le rapport SiO_2/Al_2O_3 dans la fraction argileuse est le plus souvent un peu inférieur à 2 : 1,8 et peut descendre jusqu'à 1,3 dans les horizons supérieurs.

SOL ROUGE FERRALLITIQUE SUR GRANITE

PROFIL n° 2

Situation : Environs de Fianarantsoa, route du canton d'Andoharanomaitso, près du village Antsahamena.
$X = 460{,}5$ $Y = 509$ $Z = 1.250$ m

Climat : $P = 1.215$ mm $T = 18°5$.

Unité géomorphologique : Haute surface d'érosion à dissection profonde et reliefs de dénudation.

Végétation : Pseudo-steppe à Aristida sp.

Topographie : Pente très forte (25 à 30°). Érosion en nappe; le profil est observé dans un « lavaka » en formation.

Roche mère : Granite de type andringitréen, rose à biotite et quartz gris, à structure grenue et grain moyen.

Morphologie :

0 à 35 cm : Rouge orangé (Munsell à sec : 10 YR—5/8, humide : 10 YR—4/3), avec taches brunâtres diffuses ou migrations d'humus sur les trajets des racines. Argilo-sableux, structure nuciforme à faiblement grumeleuse. Nombreuses radicelles. Quelques cailloux de quartz gris colluvionnés.

35 à 60 cm : Rouge vif (Munsell à sec : 2,5 YR—6/8, humide : 5 YR—5/8) avec quelques rares débris organiques et cailloux de quartz peu nombreux. Argileux à argilo-sableux, structure nuciforme à polyédrique fine. Enracinement moyen à faible, cohésion assez forte, porosité moyenne.

+60 cm : Passage progressif à une arène d'altération jaunâtre (Munsell à sec : 10 YR—8/6, humide : 7,5 YR—5/6), micacée, avec cristaux feldspathiques ayant conservé leur forme mais fortement kaolinisés. Meuble et friable. Localement filonnets quartziques.

En bas de pente, on peut observer dans l'arène des boules rocheuses avec écailles d'altération en pelure d'oignon. La roche est altérée superficiellement et l'écaille elle-même (quelques cm) est encore très dure; de rose grisâtre dans le granite inaltéré, la teinte devient jaunâtre clair dans l'écaille.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH du sol atteint 5,5 en surface, 6,6 dans l'arène d'altération.

Granulométrie :

La fraction sableuse domine dans tout le profil (45 à 60%).

Le taux d'argile ne dépasse pas 40% dans les horizons rubéfiés. Le rapport limon/argile augmente de la surface en profondeur : 0,17 dans l'horizon humifère, 0,42 dans l'horizon B un peu plus riche en argile, 1,19 dans l'arène.

Matière organique :

Le taux de matière organique ne dépasse pas 2% dans l'horizon de surface. L'humification est faible, le rapport C/N = 12,5.

Complexe absorbant :

La capacité d'échange du complexe est faible dans tout le profil, il y a peu d'éléments échangeables et le pourcentage de saturation augmente de la surface en profondeur, de 38 à 80%.

La ferrallitisation de ce profil n'est pas très accentuée, sans doute par suite d'un rajeunissement par érosion dont le profil suivant représente un cas récent. Aussi le rapport SiO_2/Al_2O_3 ne descend pas au-dessous de 1,6 dans le sol et est voisin de 2 dans l'arène.

La fraction argileuse dans les horizons rubéfiés est constituée essentiellement par de la kaolinite mal cristallisée. Les hydroxydes gibbsite et goethite sont également présents, mal cristallisés. Dans l'arène d'altération la kaolinite domine également, avec un peu d'illite et de goethite.

SOL FERRALLITIQUE RAJEUNI

PROFIL n° 3

Situation : Environs du canton de Vohimarina, près du village d'Atonombato.
$X = 452$ $Y = 497,5$ $Z = 1.300$ m

Climat : $P = 1.215$ mm $T = 18°5$.

Unité géomorphologique : Haute surface d'érosion à dissection profonde et reliefs de dénudation granitiques.

Végétation : Pseudo-steppe à Aristida sp. et Eragrostis sp.

Topographie : Pente assez forte (10 à 15°). Érosion en nappe.
Profil observé dans un grand « lavaka » alimenté par le ruissellement de la route.

Roche mère : Granite de type andringitréen.

Morphologie :

0 à 25 cm : Brunâtre (Munsell à sec : 2,5 YR—7/2, humide 10 YR—4/2). Un peu humifère avec radicelles assez nombreuses. Argilo-limono-sableux, structure nuciforme à faiblement grumeleuse. Un peu tassé, cohésion et porosité moyennes.

25 à 45 cm : Jaune ocre à jaunâtre (Munsell à sec 10 YR=7/3, humide : 10 YR—6/4). Argilo-limoneux, structure nuciforme. Très peu humifère, enracinement plutôt faible. Assez tassé, cohésion moyenne, porosité faible.

+45 cm : Passage rapide à une arène d'altération blanchâtre à rosée, très friable, sur plus de 15 m d'épaisseur.

Il s'agit là d'un sol relativement jeune développé sur arène d'altération après enlèvement du sol rouge ferrallitique par érosion. Celui-ci peut d'ailleurs être observé sur des pentes voisines et est analogue au profil précédemment décrit.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction du sol :

Le pH est assez fortement acide dans tout le profil : 5,3 à 5,6.

Granulométrie :

La texture est argilo-sableuse dans les horizons supérieurs, sablo-limoneuse à sablo-argileuse dans l'arène d'altération où la proportion de sables est importante (plus de 50%).

Le rapport limon/argile augmente de 0,27 en surface à 1,55 dans l'arène.

Matière organique :

Le taux de matière organique atteint 2,2% et 1% environ dans le sol pour devenir quasi nul dans l'arène. L'humification est assez bonne et le rapport C/N varie entre 10 et 12.

La capacité d'échange du complexe absorbant est faible et le pourcentage de saturation faible (25 à 40%) dans les horizons supérieurs. Les teneurs en fer libre sont moins élevées que dans les sols rouges (2,5%) et si le rapport SiO_2/Al_2O_3 atteint 1,7 dans l'horizon de surface, il ne descend pas au-dessous de 1,9 dans le reste du profil.

La fraction argileuse des horizons supérieurs est constituée surtout par de la kaolinite avec de faibles proportions d'illite. Gibbsite et goethite sont présentes en petite quantité. La fraction fine de l'arène d'altération contient essentiellement de la kaolinite, avec des traces de calcite.

SOL FERRALLITIQUE JAUNE/ROUGE SUR GRANITE[1]

PROFIL n° 4

Situation : Environs de Tananarive, massif d'Angavokely.
$X = 539{,}5$ $Y = 798{,}5$ $Z = 1.550$ m

Climat : $P = 1.375$ mm $T = 17°1$.

Unité géomorphologique : Reliefs différentiels de dénudation.

Végétation : Forêt humide dégradée à Éricacées.

Topographie : Pentes d'ennoiement (10 à 12°) de dômes granitiques. Le profil a été observé dans la tranchée d'une piste forestière.

Roche mère : Granite porphyroïde type Carion, à microcline.

Morphologie :

0 à 10 cm : Brun-noir (Munsell à sec : 10 YR—5/4, humide : 10 YR—3/4) humifère argilo-sableux, structure grumeleuse à tendance particulaire fine. Cohésion faible, forte porosité, enracinement important.

10 à 30 cm : Jaune ocre (Munsell à sec : 10 YR—5/6, humide : 10 YR—5/3) avec taches d'humus sur le trajet de racines. Argilo-limoneux à argilo-sableux, structure massive. Porosité assez bonne, enracinement faible.

30 à 60 cm : Rouge (Munsell à sec : 2,5 YR—6/8, humide : 5 YR—6/8). Argilo-sableux, structure polyédrique. Forte cohésion, enracinement nul.

+de 60 cm : Arène de départ rouge clair (Munsell à sec : 10 R—7/4, humide : 2,5 YR—6/8) avec feldspaths kaolinisés.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction du sol :

Le pH est fortement acide en surface, moyennement acide en profondeur (5,1 à 5,6).

[1] F. BOURGEAT, J. HERVIEU et J. RIQUIER (1964), p. 83.

Granulométrie :

La texture est argilo-sableuse à sablo-argileuse dans les horizons profonds où les teneurs en sables atteignent 50 à 60%. Le taux d'argile ne dépasse pas 35% et le rapport limon/argile est faible : 0,1 en surface, 0,25 en profondeur.

Matière organique :

Dans l'horizon de surface, le taux de matière organique est assez élevé : 4,5% et décroît progressivement avec la profondeur. L'humification est faible et le rapport C/N élevé (18 à 25).

Complexe absorbant :

La capacité d'échange du complexe absorbant est peu élevée (5 à 10 m.e. pour 100 g) et le pourcentage de saturation passe de 30% en surface à 50% environ en profondeur. Le sol est pauvre en éléments échangeables. Les réserves minérales sont faibles.

Le rapport SiO_2/Al_2O_3 est de 0,8 dans les horizons supérieurs mais s'élève jusqu'à 1,9 dans l'arène d'altération. Les teneurs en fer libre voisines de 2% ne varient pas dans l'ensemble du profil.

La fraction argileuse est constituée surtout par de la kaolinite et de la gibbsite, cette dernière n'étant plus présente dans la zone de départ.

SOL BRUN ROUGE FERRALLITIQUE HUMIFÈRE SUR CIPOLIN

PROFIL n° 5

Situation : Poste d'Ambatofinandrahana, près du village Tetikanana
$X = 445$ $Y = 617,5$ $Z = 1.650$ m

Climat : $P = 1.360$ mm $T = 17°4$.

Unité géomorphologique : Relief de hautes terres à dissection profonde.

Végétation : Prairie dense à Hypparhenia sp., Imperata, Eragrostis sp., Aloe capitata var. cipolinicola sur les affleurements rocheux.

Topographie : Petits plateaux à pente assez forte (10 à 15°) et thalwegs très encaissés. Érosion en décrochements ou en terrassettes.

Roche mère : Série des Cipolins (couverture paléozoïque du socle).

Morphologie :

0 à 18 cm : Brun foncé (Munsell à sec : 5 YR—4/2, humide 7,5 YR—3/2) humifère, argilo-sableux fin, à structure grumeleuse bien développée, secondairement particulaire fine. Racines abondantes, porosité élevée, cohésion moyenne.

18 à 40 cm : : Brun-rouge (Munsell à sec : 7,5 YR—4/4, humide : 5 YR—3/4) argilo-sableux fin. Structure faiblement grumeleuse à nuciforme, secondairement particulaire. Assez humifère, enracinement abondant. Quelques taches d'humus plus foncées sur trajets de racines et quelques fentes de dessication. Porosité encore élevée.

40 à 85 cm : Brunâtre (Munsell à sec : 10 YR—4/3, humide : 5 YR—3/3) peu humifère, sableux fin, structure diffuse à particulaire fine. Enracinement moyen, poreux, cohésion faible.

0,85 à 1,30 m : Horizon de transition brun clair (Munsell à sec : 10 YR—5/3, humide : 7,5 YR—3/4), sableux fin à sablo-limoneux, structure massive secondairement particulaire fine. Enracinement faible, cohésion faible.

1,30 à 2,80 m : Cipolin très altéré jaune ocre à jaune olivâtre (Munsell à sec : 10 YR—6/3, humide 10 YR——4/2), tacheté de noir et de rouille. Sableux fin, meuble, peu cohérent, enracinement quasi nul. Litage à 45° encore visible.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH du sol est faiblement acide avec un minimum plus fortement acide dans l'horizon brun-rouge (pH = 5,3).

Granulométrie :

Les deux horizons supérieurs contiennent 30 à 40% d'argile avec un rapport limon/argile variant entre 0,4 et 0,5. Il y a très peu de sable grossier et le sable fin augmente en profondeur, dépassant 75% dans la roche altérée.

Matière organique :

Le taux de matière organique dépasse 8% dans l'horizon de surface et 4% dans l'horizon sous-jacent. Il est inférieur à 0,2% dans les horizons profonds. L'humification est plutôt faible et le rapport C/N varie entre 18 et 13.

Complexe absorbant :

Exception faite pour le calcium et le magnésium dans l'horizon de surface et le matériau originel, le sol est plutôt pauvre en éléments échangeables et la capacité d'échange du complexe moyenne à faible. Le pourcentage de saturation présente un minimum (45%) dans l'horizon brun-rouge.

Les teneurs en fer libre varient peu dans le profil : 4,5 à 5,5%. Le rapport SiO_2/Al_2O_3 augmente progressivement en profondeur et passe de 1,4 à 2,1 dans le sol, pour atteindre 3,0 dans le matériau originel.

La fraction argileuse, dans les deux horizons humifères, est essentiellement constituée par de la kaolinite mal cristallisée avec des traces de chlorite. Gibbsite et goethite sont présentes en quantités notables. En profondeur, la chlorite augmente et domine, associée à un peu de kaolinite. Gibbsite et goethite sont toujours présentes, la goethite en quantités plus importantes que dans les horizons supérieurs, alors que la gibbsite passe à l'état de traces.

Dans la roche altérée, la montmorillonite domine, associée à l'illite et à un interstratifié illite-chlorite. On note également la présence importante de calcite.

Dans un profil analogue, mais à horizons supérieurs moins épais, prélevé dans la même région par R. MAIGNIEN, l'illite, seule présente dans la roche mère, disparaît totalement dans le sol pour faire place à la kaolinite, gibbsite et goethite étant également présentes.

SOL ROUGE FERRALLITIQUE SUR BASALTE

PROFIL n° 6

Situation : Environs d'Arivonimamo, près du village Mangatany.
$X = 481,5$ $Y = 785$ $Z = 1.400$ m

Climat : $P = 1.400$ mm $T = 18°2$.

Unité géomorphologique : Coulée volcanique de l'Ankaratra (Pliocène).

Végétation : Pseudo-steppe à Aristida sp. et Cyperus compressus.

Topographie : Plateau avec escarpement d'érosion.

Roche mère : Ankaratrite [1].

Morphologie

0 à 25 cm : Rouge foncé vif (Munsell à sec : 2,5 YR—3/4, humide : 5 YR—4/3) avec nombreuses radicelles. Argilo-sableux fin, structure nuciforme moyenne, secondairement particulaire poudreuse. Tache les doigts. Quelques débris arrondis un peu plus durcis dans la masse (déjections de vers?).

25 à 75 cm : Rouge foncé vif (Munsell à sec : 2,5 YR—4/2) argileux, structure polyédrique fine très bien développée. Nombreuses concrétions radiciformes rougeâtres, à cassure brun-rouge, pas très durcies, à structure fine et compacte (comme le confirme l'analyse il s'agit de migrations de l'horizon supérieur dans des trajets de racines d'une ancienne végétation arbustive ou localement dans des terriers d'animaux. La coupe mince de ces concrétions ne montre aucune structure organisée). Porosité d'ensemble élevée, cohésion plutôt faible, enracinement faible.

0,75 à 2,45 m env. : Brun clair et grisâtre (Munsell à sec : 5 YR—5/3, humide : 5 YR—4/3) marbré mais non tacheté, argileux, à structure polyédrique fine et nette. Cohésion plutôt faible, enracinement nul. Des concrétions radiciformes sont encore présentes localement sur la pente du talus d'érosion.

+de 2,45 m env. : Basalte altéré gris clair et blanchâtre (Munsell à sec : 2,5 Y—7/0, humide : 5 Y—5/1) finement piqueté de noir, argileux, structure massive à polyédrique grossière, meuble et peu cohérent, traversé par de minces lits de plaquettes alumineuses jaunâtres.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction du sol :

Le pH est faiblement acide dans les horizons de surface à moyennement acide en profondeur : il varie entre 6,0 et 5,4.

Granulométrie :

La somme argile+limon domine dans la texture avec une certaine quantité de sable fin (pseudo-sable).

Le rapport limon-argile varie entre 0,25 et 0,5 dans les différents horizons.

Matière organique :

Son taux est faible en surface car le sol est fortement érodé en nappe, et quasi nul en profondeur. L'humification est assez bonne; le rapport C/N voisin de 13.

Complexe absorbant :

La capacité d'échange est moyenne mais le pourcentage de saturation faible à très faible. L'ensemble du sol est pauvre en éléments échangeables.

Les réserves minérales du sol sont faibles sauf en chaux et en acide phosphorique.

Le rapport SiO_2/Al_2O_3 est bas dans les horizons rubéfiés (0,5 à 0,9) et reste inférieur à 2 dans la roche altérée : 1,4. Les teneurs en fer libre sont élevées dans tout le profil, voisines de 10%.

[1] Composition d'une ankaratrite d'après A. Lacroix in P. Segalen (1957), p. 40 : en % $SiO_2 = 38,74$, $Al_2O_3 = 11,30$, $Fe_2O_3 = 4,28$, $FeO = 7,71$, $MgO = 11,97$, $CaO = 14,43$, $Na_2O = 3,02$, $K_2O = 1,92$, $TiO_2 = 3,30$, $P_2O_5 = 1,77$, $H_2O = 1,28$.

La fraction argileuse est composée de kaolinite avec dans les horizons rubéfiés de fortes quantités d'hydroxydes : gibbsite et goethite, avec un peu d'hématite.

La quantité d'hydroxydes diminue progressivement de la surface en profondeur. Dans le matériau d'altération, la kaolinite est seule présente avec des traces de goethite.

SOL BRUN-ROUGE FERRALLITIQUE SUR BASALTE[1]

PROFIL n° 7

Situation : Basse vallée de la Manambaho, canton de Bebao
$X = 175$ $Y = 951{,}5$ $Z = 125$ m

Climat : $P = 1.200$ mm $T = 25°6$.

Unité géomorphologique : Surface structurale des basaltes crétacées.

Végétation : Pseudo-steppe à *Heteropogon contortus* et *Aristida sp.*

Topographie : Plateau à pente faible. Le profil a été observé dans un grand « lavaka » en bordure du plateau.

Roche mère : Basalte.

Morphologie

0 à 50 cm : Brun-rouge vif, finement fendillé en surface (pas d'horizon humifère différencié). Argileux, structure polyédrique fine, secondairement particulaire poudreuse. Cohésion moyenne, enracinement faible.

0,5 à 4,5 m : Rouge vif à rouge violacé, argileux, structure massive, secondairement polyédrique, fine et poudreuse. Cohésion assez forte, enracinement très faible.

4,5 à 15 m env. : Matériau rouge-jaune sans structure originelle visible, argileux, structure polyédrique à granulaire. Cohésion faible, enracinement nul.

15 à 25 m env. : Basalte altéré mauve ou rose violacé avec taches et marbrures blanches. Polyédrique à l'état sec très kaolinisé.
Dans le fond du « lavaka » on peut observer des boules rocheuses de taille variable, avec écailles d'altération jaunâtres, l'intérieur étant constitué par de la roche grisâtre dure. Le fond du ravin et le chenal d'écoulement temporaire sont recouverts en grande partie de « pseudo-sable » ferrugineux non quartzique.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction du sol :

Le pH du sol est moyennement acide dans les deux horizons supérieurs, fortement acide (4,7) en profondeur.

Granulométrie :

Les teneurs en argile sont élevées et peuvent dépasser 60% dans le sol très rubéfié. Les teneurs en limon sont également élevées. Le lessivage apparent de l'argile que révèle l'analyse est le fait d'une pseudo-agrégation due au fer. La simple dispersion à l'eau fournit une quantité abondante de pseudo-sables.

Matière organique :

Par suite de la très forte dégradation du couvert végétal très clairsemé et de la forte érosion en nappe, le taux de matière organique est très faible, inférieur à 1%.

[1] J. HERVIEU (1963 a).

Complexe absorbant :

Le sol est pauvre en éléments échangeables. La capacité d'échange est moyenne et le pourcentage de saturation moyen à faible.

Le rapport SiO_2/Al_2O_3 dans le sol rubéfié et la roche altérée varie entre 1,25 et 1,5.

Dans la fraction argileuse, ce rapport varie entre 1,15 et 1,3. Cette fraction est essentiellement constituée par de la kaolinite avec des quantités importantes d'hydroxydes (gibbsite et goethite) en particulier dans les horizons supérieurs très rubéfiés.

SOL FERRALLITIQUE CONCRÉTIONNÉ

PROFIL n° 8

Situation : Environs d'Ankazobe, route de Majunga
$X = 480$ $Y = 872$ $Z = 1.630$ m.

Climat : $P = 1.500$ mm $T = 19°6$.

Unité géomorphologique : Surface d'aplanissement ancienne.

Végétation : Prairie à *Aristida similis* et *Loudetia stipoïdes*.

Topographie : Zone plane légèrement dépressionnaire.

Roche mère : Granite stratoïde.

Morphologie

0 à 55 cm : Rouge brunâtre, très riche en pisolithes ferrugineux (plus de 60%) localement agglomérés en cuirasse. Horizon humifère de 15 cm noirâtre inégalement réparti.

0,55 à 3,5 m : Argile tachetée jaune à rouge avec taches violacées ou rouge vif, plus ou moins durcies et bien délimitées dans la partie supérieure.

+3,50 m : Argile blanchâtre à tache rouge violacé, plastique et humide. Il s'agit en fait d'une zone d'altération sablo-argileuse plus ou moins hydromorphe : la nappe phréatique oscille entre −4,5 m en saison sèche et −0,5 m en saison des pluies.

Caractéristiques de l'induration :

Les pisolithes à pellicule ferrugineuse jaune rouille ont une cassure rouge violacé et contiennent des grains de quartz anguleux. La tendance au concrétionnement et au cuirassement est due aux conditions de mauvais drainage. Le rapport silice/alumine est très bas dans le sol superficiel et les pisolithes (0,3), compris entre 1 et 2 dans l'argile tachetée.

Le sol et les concrétions sont deux à trois fois plus riches en alumine (19 à 35%) qu'en fer. Les pisolithes sont plus riches en fer et en alumine que la matrice terreuse [1].

SOL FERRALLITIQUE CUIRASSÉ

PROFIL n° 9

Situation : Environs d'Ambohimandroso, près du village d'Ambatotsipihina.
$X = 496$ $Y = 729,5$ $Z = 1.600$ m.

Climat : $P = 1.450$ mm $T = 16°9$.

Unité géomorphologique : Coulée volcanique de l'Ankaratra (Pliocène).

[1] J. RIQUIER (1951).

Végétation : Prairie à *Aristida.*

Topographie : Plateau en pente faible à escarpement d'érosion.

Roche-mère : Basalte.

Morphologie [1]

0 à 60 cm : Rouge orangé (pas d'horizon humifère différencié par suite de la dégradation du tapis végétal et de l'érosion en nappe), argilo-limoneux, structure grumeleuse à polyédrique fine. Porosité et cohésion moyennes, peu de racines.

0,60 à 1,20 m : Cuirasse rouge foncé vif, plus ou moins massive mais comportant de nombreuses petites cavités, l'ensemble semblant résulter de l'agglomération de concrétions irrégulières et de canalicules de taille variable.

1,2 à 1,5 m : Rouge tacheté d'ocre, argileux à argilo-limoneux, structure massive.

1,5 à 1,8 m : Jaune-rouge avec des taches jaunes, argileux, structure massive.

1,8 à 2,2 m : Basalte altéré gris clair tacheté de rouge, argileux, massif.

Caractéristiques de l'induration :

La cuirasse et les horizons sous-jacents sont pauvres en silice (2 à 3%), riches en fer : 30 à 35% et en alumine : 30 à 35% également. Il n'y a guère de différence entre la composition de la cuirasse et celle du sol qui se trouve au-dessous : on peut donc penser qu'il y a eu seulement enrichissement relatif en hydroxydes et durcissement ultérieur de ceux-ci.

SOL FERRALLITIQUE HUMIFÈRE TYPE « ANDO »

PROFIL n° 10

Situation : Environs d'Ambatolampy, piste Manjakatompy-Anosiarivo.
$X = 491$ $Y = 751$ $Z = 2.075$ m.

Climat : $P = 2.000$ $T = 15°6$.

Unité géomorphologique : Haut massif volcanique de l'Ankaratra.

Végétation : Prairie, quelques arbustes et fougères.

Topographie : Replat sur pente forte (50%).

Roche mère : Cendres et projections basaltiques.

Morphologie [2] :

0 à 6 cm : Brun-noir (Munsell à sec : 10 YR—2/2, humide : 10 YR—2/1), fortement humifère. Matière organique bien décomposée et bien mélangée aux éléments minéraux, système racinaire fin et abondant. Argilo-limoneux, structure grumeleuse à légère tendance nuciforme. Cohésion moyenne à forte, porosité d'agrégats faible, d'ensemble forte.

6 à 35 cm : Brun-foncé (Munsell à sec : 5 Y—3/2, humide : 5 YR—2/2), fortement humifère, nombreuses petites racines. Limono-argileux, structure peu développée, fonduc à nuciforme. Cohésion moyenne à faible.

35 à 70 cm : Brun-rouge (Munsell à sec : 5 YR—3/4, humide : 5 YR—3/2) beaucoup moins humifère mais nombreuses petites racines. Limono-argileux, structure peu développée à tendance prismatique. Cohésion moyenne, porosité tubulaire moyenne à faible.

70 à 90 cm : Horizon d'altération brun jaunâtre (Munsell à sec : 7,5 YR—4/4, humide : 7,5 YR—3/2) avec débris de roches blanches et ponces basaltiques plus ou moins altérés. Système racinaire

[1] Profil décrit par P. SEGALEN (1957), pp. 60-61.
[2] Profil décrit par R. MAIGNIEN (1962).

fin très abondant. Limono-argileux, structure polyédrique moyennement développée. Cohésion moyenne, fine porosité tubulaire.

+ de 90 cm : Lit plus ou moins épais de débris de basalte, avec parfois cortex ferruginisés. Produits d'altération jaunâtres à gris bleuté. Remplissage à structure cubique à polyédrique.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH du sol est fortement acide (4,3 à 4,9) dans tout le profil.

Granulométrie :

La texture argilo-limoneuse en surface devient limono-sableuse dans les horizons moyens. Le taux d'argile augmente dans les horizons d'altération : dans ces derniers, le rapport limon/argile varie entre 0,6 et 1.

Matière organique :

Les trois horizons supérieurs sont riches en matière organique dont les teneurs varient de 28,2% en surface à 6,9%. L'humification est assez élevée mais il s'agit d'un humus acide à rapport C/N élevé (19 à 32).

Complexe absorbant :

La capacité d'échange est assez élevée surtout dans les horizons organiques, mais le sol est pauvre en éléments échangeables et le pourcentage de saturation extrêmement faible (1 à 7%).

Il y a également peu de réserves minérales sauf en Mg.

Le rapport SiO_2/Al_2O_3 est faible dans tout le profil et varie entre 0,7 et 1. Les teneurs en fer libre sont assez élevées : 9 à 12%, 6% dans l'horizon de base.

Dans l'horizon inférieur du profil, la fraction argileuse est exclusivement formée d'un minéral à 7 Å de la famille de la kaolinite. Ce minéral est caractérisé par un pic de diffraction large s'étalant vers les petits angles : il s'agit soit d'halloysite deshydratée, soit de kaolinite mal cristallisée, soit d'un mélange. Ce minéral tend à s'altérer quand on s'élève dans le profil et il disparaît même complètement dans les horizons supérieurs. Dans les deux horizons situés au-dessus de l'horizon inférieur, les analyses thermiques montrent la présence d'allophane à côté de ce minéral à 7 Å. Présence de gibbsite dans tout de profil.

SOL ROUGE FERRALLITIQUE SUR CALCAIRE

PROFIL n° 11

Situation : Environs de Majunga, près du village Amparimahitsy.
$X = 397$ $Y = 1.151,5$ $Z = 25$ m

Climat : $P = 1.560$ mm $T = 27°$

Unité géomorphologique : Surface structurale des calcaires éocènes.

Végétation : Pseudo-steppe à *Hypparhenia* et *Hyphaene shatan*.

Topographie : Pente moyenne (3 à 4%). Érosion en nappe intense.

Roche mère : Calcaire fin massif, plus ou moins dolomitique.

Morphologie [1]

0 à 12 cm : Brun-rouge (Munsell à sec : 5 YR—3/4, humide : 5 YR—3/3), humifère, à matière organique bien mélangée. Limono-sableux fin, structure grossièrement cubique à prismatique, secondairement grenue à nuciforme. Cohésion moyenne, bonne porosité, pénétration des racines par les fentes de retrait.

12 à 35 cm : Rouge-brun assez clair (Munsell à sec : 2,5 YR—3/6, humide : 2,5 YR—3/4) avec transition brutale. Un peu humifère, limono-argileux, structure nuciforme. Porosité faible à moyenne, enracinement le long des fentes.

35 à 110 cm : Rouge-brun (Munsell à sec : 2,5 YR 3/6, humide : 2,5 YR—3/4) avec transition progressive. Texture plus fine, limono-argileux, sables fins le long des fentes de retrait. Structure prismatique plus ou moins développée, porosité faible à moyenne, quelques grosses racines.

1,1 à 1,8 m : Rouge-brun (Munsell à sec : 5 YR—4/6, humide : 5 YR—4/6) avec bariolage jaune assez diffus et nombreuses concrétions ferro-manganésifères (1-2 mm) arrondies et plus ou moins indurées. Limono-argileux, structure cubique à polyédrique, amorce de faces de glissement. Porosité faible, cohésion forte.

1,8 à 2 m : Jaune olive (Munsell à sec : 7,5 YR—4/4, humide : 5 YR—4/4), argileux avec concrétions manganésifères. Structure en plaquettes avec faces de glissement. Cohésion très forte, porosité faible.

Au-delà, noyaux calcaires blancs plus ou moins cariés et cailloux.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH du sol est moyennement à faiblement acide dans les horizons supérieurs (5,5 à 5,9) et devient neutre au voisinage de la roche mère.

Granulométrie :

Le taux d'argile atteint 37,5% en surface et varie entre 50 et 60% dans les autres horizons. Le limon est également en quantités assez importantes : son taux passe de 26% en surface à 11% en profondeur. Le rapport limon/argile varie entre 0,7 et 0,2.

La roche mère contient 87,5% de carbonates. Le sol rubéfié est décarbonaté. La teneur en sable fin varie entre 15 et 20% environ; il y a peu de sables grossiers.

Matière organique :

Son taux atteint 4,4% en surface et décroît progressivement dans les horizons sous-jacents : 1,5 et 0,7%. Elle est assez peu humifiée et le rapport C/N est de 15,9 en surface (action des feux).

Complexe absorbant :

La capacité d'échange du complexe est assez élevée (17 à 27 m.e. pour 100 g) et le pourcentage de saturation augmente de haut en bas du profil : 48 à 89%. Le sol est bien pourvu en éléments échangeables, surtout en magnésium.

Le rapport SiO_2/R_2O_3 est voisin de 2 ou un peu inférieur (1,8) dans le sol; il atteint 2,7

[1] Profil décrit par R. MAIGNIEN (1962).

dans le matériau originel. Le rapport SiO_2/Al_2O_3 varie entre 1,2 et 1,3 dans le sol; il est de 2,0 dans le matériau originel. Le sol rubéfié est riche en fer libre : plus de 13%.

La fraction argileuse montre dans les horizons supérieurs un édifice à 7 Å mal cristallisé, donnant un pic de diffraction très étalé. On note également la présence de traces d'un édifice gonflant 10-14 Å. Présence de gibbsite sauf dans l'horizon inférieur.

SOL ROUGE FAIBLEMENT FERRALLITIQUE SUR GNEISS

PROFIL n° 12

Situation : Près du Poste de Mandoto.
$X = 383$ $Y = 724,5$ $Z = 800$ m.

Climat : $P = 1.530$ mm $T = 23°$.

Unité géomorphologique : Basse surface d'aplanissement dans le socle ancien en voie de dissection.

Végétation : Pseudo-steppe à *Aristida multicaulis* assez dense, quelques *Hypparhenia*.

Topographie : Pente forte : 30 à 35°. Forte érosion en nappe. Profil observé dans un ravinement.

Roche mère : Gneiss plus ou moins migmatique.

Morphologie :

0 à 15 cm : Brun-jaune clair (Munsell à sec : 5 YR—5/6, humide : 2,5 YR—3/6) à jaune rougeâtre, un peu humifère, radicelles assez nombreuses. Argilo-sableux, très tassé, structure secondairement grumeleuse faible à particulaire fine. Cohésion assez forte.

0,15 à 1,1 m : Rouge vif (Munsell à sec : 5 YR—6/8, humide : 2,5 YR—4/8) argilo-limoneux, structure massive secondairement polyédrique faible à particulaire fine. Porosité moyenne, enracinement très faible. Cohésion moyenne.

+1,1 m : Passage progressif à un matériau d'altération blanchâtre à jaunâtre (Munsell à sec : 7,5 YR —8/6, humide : 7,5 YR—6/6), très micacé, kaolinique, limono-sableux, très friable.
Vers 6 m de profondeur, on peut observer le gneiss altéré ayant conservé son litage original, blanchâtre avec des taches jaunes de micas en altération.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH du sol est moyennement acide dans l'horizon de surface (5,9) et a tendance à devenir neutre dans la zone de départ (6,4 à 6,6).

Granulométrie :

L'horizon de surface est un peu enrichi en sable par ruissellement superficiel mais le taux d'argile dans les horizons rubéfiés se maintient entre 30 et 40% alors qu'il ne dépasse pas 15% dans le matériau originel et 6% dans la roche altérée. Le rapport limon/argile est de 0,2 en surface, 0,4 dans le sol rubéfié, voisin de 1 dans le matériau d'altération.

Matière organique :

Son taux est faible, même en surface où il ne dépasse pas 1,5%. L'humification est assez bonne et le rapport C/N voisin de 12.

Complexe absorbant :

La capacité d'échange du complexe est faible : 6 à 10 m.e. pour 100 g et le pourcentage de saturation de 40 à 50%, avec des teneurs moyennes à pauvres en éléments échangeables.

Les réserves minérales sont plutôt faibles.

Les valeurs du rapport SiO_2/Al_2O_3 sont voisines de 1,7 dans les horizons rubéfiés, légèrement supérieures à 2 dans la zone de départ (2,1 à 2,3).

L'étude de la fraction argileuse montre la présence, dans l'ensemble du profil, de kaolinite assez bien cristallisée. Dans l'arène d'altération et le gneiss altéré, on observe de faibles quantités d'illite. Ce mineral disparaît dans les horizons supérieurs rubéfiés qui contiennent des quantités notables de gibbsite dont la teneur augmente progressivement de la profondeur en surface mais reste modérée à faible. Le sol rubéfié contient également un peu d'hématite et des traces de goethite.

SOL ROUGE FAIBLEMENT FERRALLITIQUE LESSIVÉ SUR GNEISS

PROFIL n° 13

Situation : Environs de Mandoto, près du village Ivory.
$X = 399,5$ $Y = 727,8$ $Z = 950$ m.

Climat : $P = 1.530$ mm $T = 23°$.

Unité géomorphologique : Basse surface d'aplanissement dans le socle ancien.

Végétation : Pseudo-steppe à *Hypparhenia rufa* dominant, avec *Aristida multicaulis*, *Pennisetum polystachyum*, *Rhynchelitrum repens*.

Topographie : Surface aplanie de colline surbaissée. Traces de stagnation d'eau en saison des pluies (couvert graminéen plus ras et sol tassé). Profil prélevé à la sonde.

Roche mère : Gneiss plus ou moins migmatitique, altéré sur une dizaine de mètres d'épaisseur comme on peut le voir dans les talwegs voisins, mélanocrate finement stratifié avec lentilles plus riches en amphibole et minéraux noirs.

Morphologie

0 à 12 cm : Brun rougeâtre (Munsell à sec : 7,5 YR—4/4, humide : 2,5 YR—3/2) humifère, argilo-sableux assez tassé. Structure nuciforme à faiblement grumeleuse. Quelques fentes fines, radicelles abondantes.

12 à 30 cm : Rouge foncé vif (Munsell à sec : 5 YR—4/6, humide : 2,5 YR—3/4) argilo-sableux. Structure massive, secondairement polyédrique grossière ou à tendance particulaire. Peu humifère, enracinement faible, porosité faible.

0,30 à 1,7 m : Rouge foncé vif (Munsell à sec : 10 R—4/6, humide : 2,5 YR—3/4), légèrement humide, tache les doigts, argileux à argilo-sableux. Structure peu nette, plus ou moins polyédrique grossière. Enracinement quasi nul.

1,7 à 3,8 m : Rouge vif (Munsell à sec : 2,5 YR—5/8, humide : 2,5 YR—3/4), peu différent du précédent, argileux à argilo-sableux, plus friable, à tendance particulaire fine.

3,8 à 4,5 m : Rouge-jaune à rougeâtre (Munsell à sec : 5 YR—6/8, humide : 2,5 YR—5/8) avec petites taches jaune rouille diffuses. Argilo-limoneux à argilo-sableux, friable, peu humide.

4,5 à 5,8 m : Passage progressif à un horizon jaune orangé à jaune ocre (Munsell à sec : 7,5 YR—7/6, humide : 5 YR—6/8), argilo-limono-sableux, micacé, homogène, friable, un peu humide.

5,8 à 6,2 m : Bariolé jaune ocre et rouge violacé à feldspaths jaunâtres altérés (zone d'altération) humide. Argilo-limono-sableux fin, micacé, toucher kaolinique.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH du sol est moyennement acide dans l'horizon de surface, faiblement acide (5,9 à 6,2) dans le reste du profil.

Granulométrie :

La fraction argileuse dont le taux ne dépasse pas 30% dans les cinquante premiers centimètres, augmente jusqu'à plus de 40% dans les horizons très rubéfiés, pour décroître ensuite progressivement jusqu'aux environs de 20% dans la zone de départ. Parallèlement, on observe un lessivage du fer, la teneur en fer libre passant de 4,8 à plus de 10% et celle en fer total de 7 à 13%.

Dans le sol, le rapport limon/argile varie entre 0,25 et 0,5; il est supérieur à 1 dans la zone de départ.

Les sables fins sont assez abondants : 25 à 47%. Le taux de sables grossiers ne dépasse pas 20%.

Matière organique :

Le taux de matière organique atteint 3,5% dans l'horizon de surface mais il s'abaisse à 0,3% dans l'horizon sous-jacent. Cette matière organique est assez bien humifiée, mais le rapport C/N demeure relativement élevé (14,7).

Complexe absorbant :

Le complexe absorbant est assez bien pourvu en calcium et en magnésium, mais les teneurs en potassium sont très faibles. La capacité d'échange est moyenne en surface, faible dans les autres horizons et le pourcentage de saturation moyen.

Les réserves minérales sont moyennes en chaux et en acide phosphorique, faibles en potasse.

Dans le sol, le rapport SiO_2/Al_2O_3 est légèrement inférieur à 2 (1,8) jusque vers 1 m de profondeur, voisin de 2 dans le reste du profil, y compris la zone de départ.

L'examen de la fraction argileuse montre que la kaolinite bien cristallisée domine nettement dans tout le profil. On observe de faibles quantités de gibbsite jusque vers 1,5 m de profondeur. Au-delà, ce minéral disparaît. De faibles quantités d'hématite sont présentes dans les horizons rubéfiés mais disparaissent lorsque la teinte du sol passe au jaune (4,5 à 5 m) et la goethite subsiste seule en profondeur, en faibles quantités.

SOL ROUGE FAIBLEMENT FERRALLITIQUE SUR ROCHE MÉTAMORPHIQUE

PROFIL n° 14

Situation : Environs d'Ikalamavony, près du village Ambalasoatanana.
$X = 421{,}5$ $Y = 545{,}2$ $Z = 1.000$ m

Climat : $P = 900$ mm $T = 23°$

Unité géomorphologique : Hauts reliefs montagneux à dissection profonde.

Végétation : Pseudo-steppe dégradée à *Hypparhenia* et *Aristida*.

Topographie : Pente forte : 20 à 30° avec épandages de cailloux de quartz.

Roche mère : Migmatite schisteuse riche en biotite et ferro-magnésiens.

Morphologie

0 à 25 cm : Rouge-brun (Munsell à sec : 5 YR—4/3, humide : 2,5 YR—4/2) peu humifère, mais à nombreuses radicelles. Argileux à argilo-sableux, assez tassé et durci, structure nuciforme à faiblement polyédrique, secondairement particulaire poudreuse. Graviers de quartz fréquents.

25 à 55 cm : Rouge foncé vif (Munsell à sec : 2,5 YR —5/8, humide : 10 R —4/4) à enracinement plutôt faible. Argileux à argilo-sableux, structure polyédrique fine secondairement particulaire poudreuse. Un filonnet de quartz à la base de l'horizon.

0,55 à 1,3 m : Rouge clair (Munsell à sec : 7,5 YR —5/6, humide : 5 YR —4/4). Structure massive secondairement particulaire fine, limono-sableux fin, assez tassé et durci en place, un peu micacé.

+de 1,3 m : Passage progressif à l'arène d'altération très friable, gris clair à blanchâtre (Munsell à sec 2,5 YR —4/4) à structures finement feuilletée encore bien visible.

Dans les coupes voisines, les filons et filonnets de quartz sont fréquents et ils dispersent leurs éléments à la surface du sol.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH du sol est faiblement acide dans les horizons supérieurs, neutre en profondeur.

Granulométrie :

Les horizons rubéfiés contiennent de fortes proportions d'argile : 40 à 60%. Ce taux s'abaisse à 15% dans l'arène d'altération. Le rapport limon/argile augmente progressivement de la surface en profondeur : 0,06-0,16-0,62.

Matière organique :

L'horizon de surface contient presque 4% de matière organique mais il s'agit surtout de débris racinaires peu humifiés (rapport C/N = 22). Ce taux devient inférieur à 1% dans l'horizon sous-jacent, avec un rapport C/N voisin de 12.

Complexe absorbant :

La capacité d'échange du complexe, moyenne en surface, s'accroît en profondeur. Le pourcentage de saturation atteint près de 50% en surface, 75 à 85% dans les horizons sous-jacents. Le sol est assez bien pourvu en calcium et magnésium, plutôt pauvre en potassium.

Le rapport SiO_2/Al_2O_3 est voisin de 2 dans les horizons rubéfiés (1,9 à 2,1), nettement supérieur (2,7) dans l'arène d'altération.

La fraction argileuse est constituée par de la kaolinite seule en surface, puis par un mélange de kaolinite (environ 60%) et d'illite dans les horizons supérieurs. Ce minéral s'accroît en profondeur pour devenir le seul composant de la fraction argileuse dans l'arène d'altération.

Dans les horizons rubéfiés, l'analyse thermique différentielle confirme la quantité importante de kaolinite sans révéler de quantités notables d'hydroxydes bien cristallisés.

SOL ROUGE FAIBLEMENT FERRALLITIQUE CONCRÉTIONNÉ

PROFIL n° 15

Situation : Environs d'Ihosy, canton de Mahasoa, près du village Andranoboky.
$X = 366,2$ $Y = 463$ $Z = 755$ m.

Climat : $P = 840$ mm $T = 21°7$.

Unité géomorphologique : Surface d'aplanissement dans le socle et reliefs pseudo-appalachiens de dénudation.

Végétation : Pseudo-steppe à *Heteropogon contortus*, *Hypparhenia rufa* et *Aristida sp.* Quelques arbustes.

Topographie : Zone plane à faiblement ondulée.

Roche mère : Gneiss à sillimanite (groupe d'Ampandrandava).

Morphologie

0 à 20 cm : Rouge-jaune (Munsell à sec : 2,5 YR —4/8, humide : 2,5 YR —3/4), peu humifère, très tassé. Argilo-sableux, structure massive secondairement nuciforme à particulaire. Radicelles assez nombreuses sur 10 cm d'épaisseur. Cohésion forte, porosité faible.

20 à 120 cm : Passage progressif à un horizon rouge vif (Munsell à sec : 2,5 YR —4/8, humide : 2,5 YR —3/6) tassé et très durci jusqu'à 1 m, plus meuble au-delà. Argilo-sableux, structure massive, forte cohésion, porosité faible.

1,2 à 1,9 m : Rouge vif (Munsell à sec : 2,5 YR —4/8, humide : 10 R —4/6) un peu humide. Argilo-sableux, structure nuciforme grossière, secondairement particulaire poudreuse. Avec masses rouge violacé diffuses légèrement durcies.

1,9 à 2,3 m : Rouge vif (Munsell à sec : 2,5 YR —4/8, humide : 10 R —4/6) riche en concrétions très arrondies dont le diamètre ne dépasse guère 1 cm, argilo-limoneux, massif, un peu humide.

2,3 à 3,2 m : Rouge (Munsell à sec : 2,5 R —4/6, humide : 10 R —3/6). Argilo-limoneux, assez meuble avec encore quelques concrétions peu nombreuses et peu durcies.

3,2 à 4,5 m : Rouge violacé (Munsell à sec : 2,5 YR —5/6, humide : 10 R —3/6) avec quelques minéraux altérés blanchâtres, toucher kaolinique, micacé, friable, un peu humide. Argilo-limoneux (arène d'altération).

+de 4,5 m : Arène d'altération rouge violacé, jaune ou blanchâtre, avec nombreux minéraux kaolinisés ou ferruginisés, assez cohérente. Morceaux de roche altérée à structure feuilletée très micacés. Altération des feldspaths « en neige » visible.

Au voisinage des ruptures de pentes (crêtes militaires) des éléments de plateau ou des collines surbaissées, on peut observer des épandages de concrétions pisolithiques localement resoudées en cuirasse.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH du sol est moyennement acide dans l'ensemble du profil : sa valeur varie entre 5,3 et 5,8.

Granulométrie :

Le taux d'argile est toujours égal ou supérieur à 30%, celui de limon augmente avec la profondeur. Le rapport limon/argile peut descendre jusqu'à 0,05 dans les horizons de surface pour remonter dans l'arène d'altération jusqu'au voisinage de 0,6. La fraction sableuse dépasse le plus souvent 50% dans tous les horizons.

Matière organique :

Sa teneur est faible ne dépassant guère 1% dans l'horizon superficiel. L'humification est bonne et le rapport C/N = 12,6. La teneur en matière organique se maintient faiblement (0,5 et 0,3%) jusqu'à 1,5 m de profondeur.

Complexe absorbant :

La capacité d'échange du complexe est faible dans le sol, inférieure à 10 milli-équivalents

pour 100 g. Il y a peu d'éléments échangeables et le pourcentage de saturation est également faible, ne dépassant pas 25%.

Dans l'ensemble du profil, le rapport SiO_2/Al_2O_3 est un peu inférieur à 2 : 1,8 à 1,9. Il y a peu de réserves minérales. La teneur en fer libre est élevée et augmente régulièrement de la surface à la roche altérée. La fraction argileuse de tous les horizons est constituée essentiellement par de la kaolinite seule présente, sauf dans l'arène d'altération où l'on observe des traces d'illite.

SOL FAIBLEMENT FERRALLITIQUE SUR GRÈS

PROFIL n° 16

Situation : Environs de Ranohira, près du village Tameantsoa.
$X = 295$ $Y = 423$ $Z = 650$ m.

Climat : $P = 950$ mm $T = 21°6$.

Unité géomorphologique : Surface structurale de la Sakamena inférieure schisto-gréseuse.

Végétation : Savane arbustive dégradée à *Heteropogon contorus*, *Zizyphus jujuba* et *Gymnosporia linearis*.

Topographie : Pente faible, plateau à réseau hydrographique très encaissé. Érosion en escalier par suite de la stratification originelle de la roche mère.

Roche mère : Grès quartzique et schistes pélitiques de la Sakamena (K 4).

Morphologie

0 à 15 cm : Brun-gris (Munsell à sec : 10 YR—5/2, humide 10 YR—4/1) très tassé. Argilo-sableux, structure massive secondairement nuciforme grossière à particulaire. Un peu humifère, radicelles assez abondantes.

15 à 80 cm : Jaunâtre (Munsell à sec : 10 YR—6/4, humide : 10 YR—5/4). Argilo-sableux grossier, massif secondairement particulaire. Cohésion moyenne, porosité faible, enracinement quasi nul.

80 à 105 cm : Jaunâtre à taches rouge brique clair petites et peu nombreuses (hydromorphie temporaire), argilo-sableux grossier massif.

+de 105 cm : Passage progressif à un grès blanchâtre à ciment faiblement argileux et squelette quartzique assez grossier.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH du sol est moyennement acide en surface, assez fortement acide au voisinage de la roche mère : 6,0 à 5,3.

Granulométrie :

La fraction sableuse domine nettement avec en moyenne 50% de sables grossiers. Le taux d'argile varie entre 21 et 27%. Le rapport argile/limon varie entre 0,07 et 0,23.

Matière organique :

Son taux est de 1,2% en surface, 0,4% dans l'horizon sous-jacent. Elle est bien humifiée avec un rapport C/N voisin de 10.

Complexe absorbant :

La capacité d'échange du complexe est faible : 5 à 7 m.e. pour 100 g. Le pourcentage de saturation est inférieur à 50%. Le calcium domine dans les éléments échangeables. Les réserves minérales sont plutôt faibles sauf en potasse.

Le rapport SiO_2/Al_2O_3 dans le sol est un peu inférieur à 2 : 1,7 à 1,9.

La fraction argileuse est constituée essentiellement par de la kaolinite avec un peu d'illite dans l'horizon profond. Dans les bancs schisteux de la même série géologique, l'illite est souvent dominante avec un peu de montmorillonite, des traces de kaolinite et de goethite.

SOL FAIBLEMENT FERRALLITIQUE SUR SCHISTES

PROFIL n° 17

Situation : Environs de Janjina, à l'ouest du village Ankaboka.
$X = 331$ $Y = 626{,}5$ $Z = 725$ m.

Climat : $P = 1.300$ mm $T = 25°5$.

Unité géomorphologique : Lambeau de couverture sédimentaire sur la bordure occidentale du socle ancien.

Végétation : Pseudo-steppe clairsemée à *Aristida sp.*

Topographie : Pente forte (15 à 30°) avec blocailles de grès et de roches métamorphiques colluvionnées en surface du sol, en provenance de reliefs avoisinants (sols squelettiques).

Roche mère : Schistes de la Sakamena.

Morphologie

0 à 12 cm : Brun noirâtre (Munsell à sec : 7,5 YR—6/2, humide : 5 YR—4/3) riche en cailloux allochtones, un peu humifère. Argilo-sableux grossier, tassé, à structure massive secondairement à tendance particulaire. Radicelles abondantes, cohésion moyenne.

12 à 60 cm : Rouge-jaune (Munsell à sec : 5 YR—7/6, humide : 5 YR—4/8) argilo-sableux, structure massive, enracinement moyen. Peu humifère, cohésion assez forte.

60 à 90 cm : Rouge foncé, à taches grises diffuses (Munsell à sec : 5 YR—6/6, humide : 5 YR—4/8) argilo-sableux fin, à structure faiblement polyédrique, un peu humide. Enracinement moyen à faible.

+0,90 m : Passage progressif et irrégulier à des schistes pélitiques micacés à fine stratification subhorizontale, gris clair (rouge vif sur les faces des strates) relativement tendres.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH du sol est compris entre 4,5 et 4,8. Il atteint 5,7 dans la roche mère.

Granulométrie :

Le taux d'argile augmente de 35 à 50% dans les horizons rubéfiés, mais les horizons supérieurs sont probablement enrichis en sables par colluvionnement (19 à 25% de sable grossier contre 4% seulement en profondeur).

Le rapport limon/argile, ne dépasse pas 0,3. Les teneurs en sable fin varient entre 23 et 32%.

Matière organique :

L'horizon de surface contient environ 2,5% de matière organique dont le taux devient

inférieur à 0,5% dans l'horizon sous-jacent. L'humification est assez bonne, mais le rapport C/N voisin de 16 (action des feux).

Complexe absorbant :

Le complexe absorbant a une très faible capacité d'échange et est pauvrement pourvu en éléments échangeables.

Les teneurs en fer libre sont faibles et augmentent avec la profondeur de 2 à 4%. Le rapport SiO_2/Al_2O_3 est voisin de 2 dans les horizons rubéfiés. Il atteint 2,3 dans la roche mère.

La fraction argileuse est constituée essentiellement par de la kaolinite qui domine dans tout le profil. L'illite, présente à l'état de traces dans les horizons supérieurs, augmente un peu en profondeur et dans la roche mère mais reste en faible proportion (10% environ).

SOL FERRUGINEUX TROPICAL SUR ROCHE MÉTAMORPHIQUE

PROFIL n° 18

Situation : Environs du Canton de Fenoarivo,
$X = 390,5$ $Y = 492,5$ $Z = 800$ m

Climat $P = 850$ mm $T = 21°6$.

Unité géomorphologique : Basse surface d'aplanissement de la Zomandao à reliefs de dénudation.

Végétation : Pseudo-steppe à *Heteropogon contortus* dégradée.

Topographie : Pente moyenne (2 à 5°) de colline surbaissée.
Buttes granitiques en voie de dégagement.

Roche mère : Migmatite schisteuse.

Morphologie

0 à 80 cm : Rouge vif (Munsell à sec : 5 YR −5/3, humide : 2,5 YR −3/2). Profil tronqué par l'érosion en nappe et en ravins. Argilo-sableux avec graviers de quartz fréquents. Tassé, enracinement faible. Structure massive secondairement nuciforme grossière.

0,80 à 1,2 m : Rouge vif (Munsell à sec : 5 YR −4/4, humide : 2,5 YR −3/2) avec taches jaunâtres diffuses (faible hydromorphie). Tassé, argilo-sableux avec quelques graviers, massif secondairement particulaire grossière.

+de 1,2 m : Passage rapide a la roche altérée gris blanchâtre avec stries plus foncées riches en minéraux noirs. Structure encore bien conservée : schistosité fine et plissotis. Riche en feldspaths plus ou moins kaolinisés. Peu cohérent.

La roche saine est visible dans le ravin voisin : elle est finement litée (pendage 35°) riche en mica noir.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH du sol est moyennement à faiblement acide, neutre dans la roche altérée.

Granulométrie :

Le taux d'argile atteint 30 à 35% dans les horizons rubéfiés, 18% dans l'arène d'altération. La fraction sableuse domine : 50 à 70%. Le rapport limon/argile varie de la manière suivante dans le sol et l'arène d'altération : 0,33 - 0,43 - 0,52.

Par suite de l'érosion généralisée et de la dégradation du tapis végétal, le sol est très pauvre en matière organique (0,5%).

Complexe absorbant :

Malgré une capacité d'échange plutôt faible (10 m.e. pour 100 g) le pourcentage de saturation est moyen (50 à 60%). Dans le sol, le rapport SiO_2/Al_2O_3 est un peu supérieur à 2. Il atteint 2,5 dans l'arène d'altération et 3,6 dans la roche mère très peu altérée.

Dans les horizons rubéfiés, la fraction argileuse est constituée essentiellement par de la kaolinite avec un peu d'hydroxydes de fer mal cristallisés. Dans l'arène d'altération, la kaolinite est encore largement dominante avec un peu d'illite et des traces de montmorillonite. Enfin dans la roche encore dure en voie d'altération, la fraction argileuse extraite par agitation de la roche broyée dans une solution de citrate de soude est composée d'illite en quantité assez importante, de kaolinite et de montmorillonite.

SOL ROUGE FERRUGINEUX TROPICAL SUR ROCHE BASIQUE

PROFIL n° 19

Situation : Environs d'Anjoma-Ramartina, près du village Ambatotsipihina.
$X = 368,5$ $Y = 723$ $Z = 950$ m

Climat : $P = 1.400$ mm $T = 25°$.

Unité géomorphologique : Reliefs de hautes terres à dissection profonde avec dômes rocheux en voie de dégagement.

Végétation : Pseudo-steppe à *Aristida* dense.

Topographie : Butte résiduelle, ravinement intense.

Roche mère : Amphibolite en filons stratoïdes.

Morphologie

0 à 30 cm : Brun-rouge foncé (Munsell à sec : 2,5 YR —4/4, humide : 5 YR —4/3) un peu humifère, à radicelles nombreuses. Argileux, structure polyédrique fine. Porosité élevée, cohésion moyenne.

30 à 50 cm : Rouge foncé vif (Munsell à sec : 2 YR —5/6, humide : 10 R —4/4) argileux, structure polyédrique fine. Quelques taches noirâtres, nombreuses radicelles, porosité élevée, cohésion moyenne.

0,5 à 1,1 m : Rouge foncé (Munsell à sec : 2,5 YR —4/4, humide : 10 R —4/6) à nombreuses petites concrétions noires ferro-manganésifères peu durcies. Argileux, structure polyédrique bien développée avec faibles revêtements argileux (« clay-skin ») sur les faces des agrégats. Enracinement moyen à faible, cohésion moyenne.

1,1 à 1,8 m : Horizon identique au précédent (Munsell à sec : 2,5 YR —4/8, humide : 10 R —4/6) mais sans concrétions. Argilo-sableux, structure polyédrique, enracinement très faible, assez cohérent.

1,8 à 3 m : Matériau d'altération brun-jaune foncé (Munsell à sec : 7,5 YR —6/6, humide : 7,5 YR —4/4) micacé, friable et peu cohérent, sablo-limoneux.

+de 3 m : Roche grisâtre très altérée avec taches jaunes, se coupant facilement à la bêche.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH du sol moyennement à faiblement acide dans les horizons rubéfiés augmente progressivement de la surface en profondeur et devient neutre dans le matériau originel et la roche altérée (6,8 et 7,1).

Granulométrie :

Le taux d'argile élevé passe de 51% en surface à 57% en profondeur dans les horizons rubéfiés; ce taux devient très faible dans la zone de départ. Malgré la présence de concrétions, le lessivage du fer est encore moins net et la teneur en fer libre se maintient aux environs de 7 à 8% dans le sol rubéfié.

La fraction sableuse constitue 80 à 90% des matériaux en altération. Les horizons rubéfiés contiennent 30 à 40% de sable fin.

Le rapport limon/argile varie autour de 0,15 dans le sol rubéfié ; il est voisin de 1 dans le matériau originel.

Matière organique :

La teneur en matière organique atteint 3% dans l'horizon de surface, 0,9% dans l'horizon sous-jacent et diminue progressivement jusqu'à 1 mètre de profondeur. L'humification est assez bonne et le rapport C/N varie entre 12 et 9.

Complexe absorbant :

La capacité d'échange du complexe est assez élevée : 20 à 25 m.e. pour 100 g et le taux de saturation moyen, avec des quantités notables de calcium et magnésium échangeables.

Le rapport SiO_2/Al_2O_3 varie autour de 2,5 dans l'ensemble du sol rubéfié. Il est supérieur à 4 dans la roche altérée.

L'étude de la fraction argileuse montre dans tous les horizons rubéfiés la présence de kaolinite plus ou moins bien cristallisée, associée à des produits amorphes dans l'horizon de surface. On note également la présence d'hématite et des traces de gibbsite.

Dans le matériau d'altération et la roche altérée, la fraction argileuse est constituée essentiellement par un interstratifié montmorillonite-chlorite. La calcite est présente en faible quantité.

SOL FERRUGINEUX TROPICAL SUR GRÈS

PROFIL n° 20

Situation : Environs du canton de Berenty, près du village Bekaratsaka.
$X = 272{,}5$ $Y = 440$ $Z = 400$ m

Climat : $P = 720$ mm $T = 25°$.

Unité géomorphologique : Surface structurale de l'Isalo moyen.

Végétation : Savane peu dense à *Heteropogon contortus* avec quelques arbustes : *Hyphaena shatan*, *Dalbergia trichocarpa*.

Topographie : Plateau à pente faible (grandes ondulations) avec érosion en nappe : sable quartzique grossier ruisselé en surface du sol entre les touffes de graminées. Dans le paysage, ravins fréquents et lambeaux de sols résiduels.

Roche mère : Grès à faciès continental, à squelette quartzique et petits galets roulés et ciment argileux.

Morphologie

0 à 15/20 cm : Grisâtre (Munsell à sec : 10 YR — 5/2, humide : 10 YR — 3/2) un peu humifère, tassé. Argilo-sableux, structure massive secondairement nuciforme faible à particulaire. Enracinement plutôt faible.

20 à 50 cm : Rouge orangé clair (Munsell à sec : 5 YR — 6/6, humide : 5 YR — 5/6) argileux à sable grossier, tassé et durci, structure massive, forte cohésion, enracinement très faible.

0,5 à 1,2 m : Rouge clair (Munsell à sec : 5 YR — 6/8, humide : 5 YR — 5/8) argilo-sableux, massif, un peu humide, moins tassé et plus meuble.

1,2 à 2,1 m : Jaune-beige à gris clair (Munsell à sec : 5 YR — 7/4, humide : 5 YR — 5/4) sablo-argileux grossier avec passages gravillonnaires. Vers 1,9 m, nombreuses taches rouge brique bien délimitées et petites (hydromorphie).

+2,10 m : Passage progressif au matériau originel, gréseux, jaunâtre à blanchâtre (Munsell à sec : 7,5 YR — 7/2, humide : 10 YR — 7/3) (les taches diminuent rapidement en profondeur) sableux grossier, avec graviers fréquents, devenant beaucoup plus durci vers 2,80 m.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH est faiblement acide dans l'ensemble du sol et dans le matériau originel : 6,0 à 6,4.

Granulométrie :

Le sable constitue 60 à 80% des matériaux dont 50 à 60% de sables grossiers. L'horizon de surface paraît un peu appauvri en argile (13%) mais les apports de sable ruisselé ne sont sans doute pas étrangers à ce fait. Le taux d'argile atteint 23% dans les horizons rubéfiés, 16% dans le matériau originel.

Matière organique :

Le sol est pauvre en matière organique : environ 1% dans l'horizon de surface, mais l'humification est élevée (décoloration nette de l'horizon supérieur) et le rapport C/N voisin de 13.

Complexe absorbant :

Malgré une faible capacité d'échange inférieure à 10 m.e. pour 100 g, le pourcentage de saturation est moyen avec des teneurs moyennes en chaux et en magnésie.

Les réserves minérales sont faibles. Le rapport SiO_2/Al_2O_3 est un peu supérieur à 2 dans le sol rubéfié; il atteint 2,5 à 3 dans le matériau originel.

La fraction argileuse des horizons rubéfiés est constituée par de la kaolinite en mélange avec de la montmorillonite, un peu d'illite et des traces de goethite. La proportion de montmorillonite, à peu près égale à celle de kaolinite dans les horizons rubéfiés, augmente avec la profondeur et devient très importante, plus de 90% dans le matériau originel où est encore présente la kaolinite.

SOL FERRUGINEUX TROPICAL SUR MATÉRIAUX GRÉSEUX

PROFIL n° 21

Situation : Environs de Manja, au nord-est du village Marerano
$X = 240$ $Y = 526,5$ $Z = 400$ m

Unité géomorphologique : Surface d'érosion fini-tertiaire (carapace sableuse sur séries sédimentaires Isalo-Jurassique-Crétacé).

Climat : 720 mm $T = 24°5$.

Végétation : Savane arborée à *Hypparhenia* et *Poupartia caffra* (Sakoa).

Topographie : Profil observé dans un ravin d'érosion, sur un plateau à pente de 3%. Érosion en nappe importante.

Roche mère : Matériaux d'épandage formés à partir du remaniement de séries gréso-calcaires de l'Isalo-Jurassique (faciès mixte).

Morphologie [1]

0 à 20 cm : Brun-rouge grisâtre (Munsell à sec : 5 YR —4/6, humide : 5 YR —3/4), lissé en surface avec structure légèrement feuilletée (érosion). Sableux faiblement argileux, assez tassé, structure fondue vaguement nuciforme, grossière. Cohésion forte, enracinement moyen.

20 à 45 cm : Rouge (Munsell à sec : 5 YR —4/6, humide : 2,5 YR —3/6). Sableux faiblement argileux, structure nuciforme assez bien développée. Assez tassé, enracinement moyen.

45 à 105 cm : Rouge clair, sableux (Munsell à sec : 2,5 YR —4/6, humide : 2,5 YR —3/6), structure nuciforme assez bien développée. Cohésion moyenne à faible, pseudo-sables, enracinement moyen.

105 à 145 cm : Rouge vif (Munsell à sec : 2,5 YR —4/8, humide : 2,5 YR —4/6) avec quelques taches diffuses jaunâtres, très sableux grossier, faiblement structuré (fondue à grossièrement polyédrique), poreux, cohésion faible.

1,45 à 2,5 m : Rosé avec taches argileuses blanches ou rouges assez fortement indurées (Munsell à sec : 2,5 YR —4/8, humide : 2,5 YR —4/6). Sableux, avec cailloutis de quartz plus ou moins roulés, faiblement argileux. Produits gréseux remaniés.

+2,5 m : Grès sablo-argileux à stratifications subhorizontales, assez tendre, de couleur claire, blanchâtre à rosée.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH du sol est moyennement acide en surface, faiblement acide dans le matériau originel (5,6 à 6,0).

Granulométrie :

La fraction sableuse domine nettement dans tout le profil : 70% environ dont plus de 50% de sables grossiers. Le taux d'argile atteint 15,5% en surface et se maintient au voisinage de 12% dans le reste du profil. Le rapport limon/argile varie entre 0,15 et 0,32.

Matière organique :

Par suite de l'érosion et de la dégradation du tapis végétal, les teneurs en matière organique sont très faibles, inférieures à 1% même dans l'horizon de surface.

Complexe absorbant :

La capacité d'échange du complexe est faible, mais le taux de saturation assez élevé (60 à 95%). Les éléments Ca et Mg dominent. Les réserves minérales en calcium sont plutôt faibles, bonnes en magnésie et en potasse.

Le rapport SiO_2/Al_2O_3 est supérieur à 2 dans tout le profil : 2,4 à 3,1. L'examen aux rayons *X* de la fraction argileuse révèle la présence dans tout le profil de montmorillonite et de kaolinite bien cristallisée. La montmorillonite tend à diminuer de la base vers le haut du profil,

[1] Profil décrit par R. MAIGNIEN (1962).

à l'inverse de la kaolinite qui augmente et constitue jusqu'à 60% environ de la fraction argileuse dans les horizons supérieurs.

SOL FERRUGINEUX TROPICAL SUR CARAPACE SABLEUSE
(Matériaux d'épandage et alluvions anciennes).

PROFIL n° 22

Situation : Environs du canton de Tandrano, près du village Ambonanitelo.
$X = 225$ $Y = 444$ $Z = 550$ m

Climat : $P = 720$ mm $T = 25°$.

Unité géomorphologique : Glacis d'épandage sur la surface structurale de l'Isalo supérieur (série d'Ankazoabo — grès tendres continentaux).

Végétation : Savane arborée claire à *Heteropogon contortus*.

Topographie : Zone plane à faible pente. Érosion en nappe et nombreux ravinements à fond plat. Le profil a été observé dans le ravin de l'Ambatoha, affluent de la rivière Ifantaka.

Roche mère : Matériaux d'épandage et alluvions fluviatiles à dominance sableuse. Produits de remaniements des grès de l'Isalo.

Morphologie

0 à 25 cm : Brun rougeâtre (Munsell à sec : 5 YR—4/3, humide : 5 YR—3/3) un peu humifère. Sablo-argileux, structure faiblement nuciforme, secondairement particulaire. Cohésion moyenne, enracinement faible.

0,25 à 2,5/3 m : Rouge vif (Munsell à sec : 2,5 YR—4/8, humide : 2,5 YR—3/8) assez tassé, plus ou moins durci. Sablo-argileux, structure massive, secondairement nuciforme grossière à particulaire. Localement, surstructure prismatique irrégulière. Enracinement rare, cohésion moyenne.

3 à 5/6 m : Passage progressif à un matériau sablo-argileux jaunâtre à jaune-rouge (Munsell à sec : 5 YR—5/8, humide : 7,5 YR—6/8) plus ou moins cohérent, avec lits riches en concrétions radiciformes gréso-calcaires.

Une surface de discordance sinueuse et irrégulière sépare ce matériau de sables grossiers beiges finement stratifiés contenant des lits plus ou moins argileux et calcaires. Enfin, vers 8 m de profondeur à la base de la coupe, on peut observer une argile gréseuse beige riche en nodules calcaires.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH du sol est neutre : 6,9 à 7,2.

Granulométrie :

La fraction sableuse est largement dominante et le taux de sables grossiers atteint environ 60% dans les horizons rubéfiés, plus de 75% dans le matériau originel. Le taux d'argile ne dépasse guère 15%, il y a très peu de limon.

Matière organique :

Le sol est pauvre en matière organique : moins de 1%. Celle-ci est assez bien humifiée avec un rapport C/N voisin de 12.

Complexe absorbant :

La capacité d'échange du complexe est très faible, inférieure à 10 m.e. pour 100 g, mais le pourcentage de saturation est assez élevé : 65 à 75%.

Les réserves minérales sont moyennes à faibles, sauf en chaux.

Dans la fraction argileuse, la montmorillonite domine même dans les horizons rubéfiés (80 à 90%) où elle est associée à un peu de kaolinite. Dans le matériau originel, la kaolinite n'existe plus qu'à l'état de traces.

On note la présence d'hématite dans les horizons rubéfiés.

SOL FERRUGINEUX TROPICAL SUR MATÉRIAUX CALCAIRES

PROFIL n° 24

Situation : Environs d'Ankazoabo, près du village Andranoboka.
$X = 200{,}5$ $Y = 420{,}4$ $Z = 400$ m.

Climat : $P = 720$ mm $T = 25°$.

Unité géomorphologique : Terrasse ancienne de la rivière Sakanavaka.

Végétation : Savane arborée et arbustive à *Heteropogon contortus*.

Roche mère : Alluvions anciennes calcaires (produits de remaniement de l'Isalo-Jurassique — Série de la Sakanavaka à faciès mixte).

Morphologie

0 à 15 cm : Brun rougeâtre (Munsell à sec : 5 YR—4/2, humide : 5 YR—4/3), un peu humifère, matière organique bien mélangée. Argilo-sableux, structure massive à faiblement nuciforme, secondairement particulaire. Porosité assez élevée, enracinement moyen.

0,15 à 2 m env. : Rouge (Munsell à sec : 5 YR—4/6, humide : 2,5 YR—4/8), assez durci et tassé. Argilo-sableux, structure massive à grossièrement nuciforme, secondairement particulaire. Porosité moyenne, enracinement faible à nul.

2 à 2,4 m : Passage progressif à un horizon jaunâtre (Munsell à sec : 7,5 YR—5/8, humide : 10 YR—5/6), sablo-argileux, massif, peu ou pas calcaire (horizon de transition).

+de 2,4 m : Matériau originel jaune blanchâtre (Munsell à sec : 10 YR—8/3, humide : 10 YR—6/3) plus ou moins calcaire, avec passages riches en nodules calcaires, l'ensemble étant assez cohérent en place. Sableux fin, pulvérulent après désagrégation.
Localement, on observe de petits encroûtements et des niveaux riches en petits galets de roches basiques.

Vers 7 à 8 m, à la base de la coupe, on observe un zone tachetée grise et jaune dans des sables et gravillons fluviatiles peu ou pas consolidés avec des lits de galets de roches noires basiques. L'ensemble repose sur des argiles gréseuses polyédriques de la Série de la Sakanavaka.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH est faiblement acide à neutre dans le sol rubéfié, modérément alcalin dans le matériau originel.

Granulométrie :

La fraction sableuse domine nettement : 60 à 85% dont plus de 40% de sables grossiers dans la plupart des cas. Le taux d'argile atteint 20 à 25% dans le sol rubéfié, seulement 8%

dans les horizons profonds. Le matériau originel contient 15% de calcaire; il n'y en a plus que 2% dans l'horizon de transition, et des traces dans le sol.

Matière organique :

Son taux est faible : environ 1%. L'humification est assez bonne avec un rapport C/N voisin de 12.

Complexe absorbant :

La capacité d'échange du complexe est moyenne et le pourcentage de saturation supérieur à 60%. Le calcium est de beaucoup l'élément le plus abondant.

Les réserves minérales sont bonnes.

Dans les horizons rubéfiés, le rapport SiO_2/Al_2O_3 est nettement supérieur à 2. Les teneurs en fer libre sont plutôt faibles : 1,5 à 2%.

La fraction argileuse est constituée en grande partie par des produits amorphes. La présence d'une association kaolinite-montmorillonite est cependant décelable en faible quantité.

SOL FERRUGINEUX TROPICAL SUR CALCAIRE

PROFIL n° 25

Situation : Environs du poste de Berevo, près du village Bemangily.
$X = 259$ $Y = 706,5$ $Z = 50$ m.

Climat : $P = 1.090$ mm $T = 27°$.

Unité géomorphologique : Glacis d'érosion sur revers de cuesta calcaire.

Végétation : Pseudo-steppe à *Heteropogon contortus* avec traces de brûlis. Quelques arbustes.

Topographie : Plateau en pente faible. Érosion en nappe moyenne.

Roche mère : Calcaire fin légèrement marneux (Bathonien inférieur).

Morphologie

0 à 30 cm : Brun-jaune (Munsell à sec : 7,5 YR—4/2, humide : 7,5 YR—3/2). Un peu humifère assez durci. Argilo-limoneux, structure grumeleuse fine, radicelles assez nombreuses, finement crevassé.

30 à 80 cm : Jaune foncé à jaune légèrement rougeâtre ou jaune ocre (Munsell à sec : 7,5 YR—5/8, humide : 7,5 YR—4/4). Argilo-limoneux avec fentes assez nombreuses, structure prismatique secondairement polyédrique fine à poudreuse. Porosité d'ensemble moyenne, de masse faible. Assez durci, rares petites concrétions noires.

0,8 à 1,7 m : Horizon jaune ocre foncé (Munsell à sec : 10 YR—4/3, humide : 7,5 YR—3/2). Argileux, finement polyédrique, de plus en plus riche en petites concrétions ferro-manganésifères noires (2-3 mm), massif, très tassé.

+de 1,7 m : Passage brutal à un calcaire jaunâtre clair, plus ou moins encroûté sur 20 à 30 cm et assez tendre en profondeur. Ce calcaire donne des dalles en bas de pente.

La présence de quelques galets de quartzite à la surface du sol ou dans la masse laisse supposer l'existence de remaniements des matériaux originels constituant un glacis de piedmont par érosion du revers de la côte jurassique.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Neutre dans l'ensemble des horizons rubéfiés (pH 6,3 à 7,0), la réaction du sol devient modérément alcaline dans le matériau originel (pH 8,0).

Granulométrie :

La fraction fine domine nettement dans tout le profil : 54 à 66% d'argile. Le rapport argile/limon varie entre 0,11 et 0,23. La roche mère contient environ 88% de calcaire.

Matière organique :

L'horizon de surface est assez riche en matière organique (3,9%). Celle-ci est peu humifiée et le rapport C/N voisin de 15. Le sous-sol est pauvre en matière organique : moins de 0,5%.

Complexe absorbant :

La capacité d'échange du complexe est assez élevée en surface : 27 m.e. pour 100 g, moyenne en profondeur : 18 m.e.

Le sol est bien pourvu en éléments échangeables sauf en potasse. Le pourcentage de saturation est assez élevé : 60 à 70%.

Les réserves minérales sont moyennes à bonnes.

Dans le sol, le rapport SiO_2/Al_2O_3 est voisin de 2 ou un peu supérieur sauf dans l'horizon moyen où sa valeur est de 1,3.

La fraction argileuse est constituée par une association montmorillonite-kaolinite dans laquelle la montmorillonite domine (environ 80%) avec des traces d'illite. Dans la roche mère calcaire, la fraction argileuse contient surtout des produits amorphes et de la calcite.

SOL CALCOMAGNÉSIMORPHE (Rendzine noire)

PROFIL n° 26

Situation : Environs de Nosy-Ambositra (Bas-Mangoky).
$X = 147$ $Y = 462$ $Z = 75$ m.

Climat : $P = 550$ mm $T = 25°6$.

Unité géomorphologique : Revers de la « cuesta » éocène.

Végétation : Forêt sèche dégradée.

Topographie : Pente assez forte (5 à 10°) : glacis colluvial avec blocailles de calcaire lapiézé ou encroûté.

Roche mère : Calcaire gréseux blanc assez tendre (Éocène inférieur).

Morphologie

0 à 25/30 cm : Noirâtre (Munsell à sec : 10 YR—3/1, humide : 7,5 YR—4/2), humifère. Argilo-sableux, structure grumeleuse plus ou moins bien développée secondairement particulaire. Cohésion plutôt faible, porosité élevée, enracinement important. Quelques cailloux calcaires colluvionnés.

+de 30 cm : Passage rapide avec une limite sinueuse, à un matériau calcaire blanchâtre (Munsell à sec : 2,5 YR—8/2, humide : 10 YR—5/3), plus ou moins colluvionné, assez friable. Argilo-sableux, sablo-argileux, massif à faiblement nuciforme, secondairement particulaire poudreux. Enracinement moyen, porosité assez élevée.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH du sol est modérément alcalin : 8,2. Le matériau originel a un pH de 8,6.

Granulométrie :

L'horizon humifère est riche en calcaire (28%), le matériau originel très riche (80%). Après décalcification, la fraction argileuse constitue 23% de l'horizon supérieur et 17% du matériau originel, contre 38 et 39% sans décalcification. Avant décalcification, la teneur en sables de chaque horizon atteint respectivement 51 et 30% contre 42 et 13% après décalcification.

Après décalcification, le rapport limon/argile atteint 0,37 dans l'horizon humifère et 0,21 dans le matériau originel.

Matière organique :

L'horizon de surface est riche en matière organique : 7,8%. Celle-ci est assez bien humifiée avec un rapport C/N voisin de 10.

Complexe absorbant :

La capacité d'échange est élevée dans l'horizon humifère : 36 m.e. pour 100 g, moindre (18 m.e.) dans le matériau originel. Le complexe est sursaturé avec de très fortes teneurs en calcium et en magnésium, Ca dominant nettement.

Les réserves minérales du sol sont élevées en chaux magnésie et potasse, moyennes en acide phosphorique.

La fraction argileuse non calcaire du matériau originel est constituée par un mélange de montmorillonite (dominante), de kaolinite et d'illite.

SOL CALCOMAGNÉSIMORPHE (Sol brun calcaire)

PROFIL n° 27

Situation : Environs de Vondrove, près de la Station hydrologique du Banian. $X = 167$ $Y = 476$ $Z = 200$ m.

Climat : $P = 550$ mm $T = 25°6$.

Unité géomorphologique : Reliefs d'érosion différentielle dans la série du Jurassique supérieur.

Végétation : Forêt sèche assez dense à Euphorbes.

Topographie : Ravins d'érosion, pente forte (30 à 35°). Blocailles colluvionnées et éboulis gréso-ferrugineux en provenance du Jurassique terminal.

Roche mère : Argiles sableuses calcaires et grès calcaires du Portlandien-Kimméridgien.

Morphologie

0 à 25 cm : Brun rougeâtre foncé (Munsell à sec : 5 YR—4/4, humide : 10 YR—6/1). Quelques cailloux calcaires colluvionnés. Assez humifère, sablo-argileux, structure grumeleuse à nuciforme secondairement particulaire. Cohésion plutôt faible, porosité élevée, enracinement important. Peu ou pas calcaire.

25 à 50 cm : Horizon intermédiaire (transition progressive) brun-jaune à brun rougeâtre clair (Munsell à sec : 5 YR—6/4, humide : 5 Y—2/1). Dépôts calcaires fins blanchâtres sur les faces des

agrégats. Argilo-sableux, structure polyédrique plus ou moins bien développée, secondairement à tendance particulaire.

+de 50 cm : Matériaux plus ou moins riches en calcaire et plus ou moins colluvionnés, argilo-sableux, friables localement veinés de rouge clair, à structure polyédrique grossière.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH est modérément alcalin (voisin de 8) dans le sol et le matériau originel.

Granulométrie :

Le taux d'argile varie entre 28 et 50% avant décalcification, entre 23 et 45% après. La fraction sableuse est plus abondante dans les deux horizons supérieurs par suite de la nature colluviale d'une partie des matériaux : 50 à 60% avant décalcification, 50% (dans l'horizon de surface) à 20% après.

La teneur en calcaire passe de 3% dans l'horizon humifère à 13% dans l'horizon sous-jacent, et 15 à 20% dans le matériau originel.

Matière organique :

Son taux atteint 4,6% dans l'horizon de surface, 1,7% dans l'horizon intermédiaire, moins de 0,5% dans le matériau originel. L'humification est moyenne avec un rapport C/N voisin de 10.

Complexe absorbant :

La capacité d'échange du complexe est moyenne (17 à 22 m.e. pour 100 g dans le sol, 30 m.e. dans le matériau originel) et le complexe sursaturé en particulier par le calcium.

Les réserves minérales sont bonnes surtout en chaux et magnésie.

Dans le matériau originel et l'horizon intermédiaire, la fraction argileuse après décalcification est constituée par une association kaolinite-montmorillonite, en proportions à peu près équivalentes, avec de faibles quantités d'illite. La calcite est également présente.

Dans l'horizon de surface, la kaolinite est le principal constituant de la fraction argileuse, avec des traces de montmorillonite, de calcite et de goethite.

VERTISOL
PROFIL n° 28

Situation : Environs de Berevo, près du village Antanandava.
$X = 236$ $Y = 696{,}5$ $Z = 30$ m.

Climat : $P = 1.090$ mm $T = 27°$.

Unité géomorphologique : Basse vallée de la rivière Manambolo, affluent de la rive gauche de la Tsiribihina.

Végétation : Couverture herbacée peu dense à base de *Cyperus volodioïdes*.

Topographie : Zone plane à drainage déficient en contrebas d'une petite « cuesta » basaltique.

Roche mère : Produits de remaniements de grès et marnes du Coniacien-Turonien.

Morphologie

0 à 40 cm : Noir foncé (Munsell à sec : 7,5 YR — 5/0, humide : 7,5 YR — 3/0). Argileux à argilo-limoneux, structure grumeleuse à polyédrique fine bien développée (« self-mulching »). Quelques graviers calcaires. Fissuration importante, porosité de masse faible, enracinement moyen.

40 à 75 cm : Horizon de transition brun à brun noirâtre (Munsell à sec : 2,5 Y — 4/2, humide : 2,5 Y — 3/2), avec petites taches blanches calcaires. Argileux à argilo-sableux, structure massive, un peu humide et plastique.

+ de 75 cm : Brun-gris à taches jaunes et rouille, petites et nombreuses (Munsell à sec : 2,5 Y — 5/2, humide : 2,5 Y — 4/2). Sableux fin plus ou moins argileux, structure fondue, peu plastique.

Localement, on peut observer des affleurements calcaréo-marneux fossilifères.

Caractéristiques physico-chimiques :

Réaction :

Le pH du sol est modérément alcalin en surface à fortement alcalin en profondeur (8,5 à 9,0).

Granulométrie :

Le taux d'argile est élevé dans les horizons foncés : 58 et 34%. Il s'abaisse à 10% dans le sous-sol qui est riche en sable fin (plus de 75%).

La teneur en calcaire varie entre 7 et 16%.

Matière organique :

Sa teneur atteint presque 3% dans l'horizon de surface, 1% dans l'horizon intermédiaire et le sous-sol. Elle est assez peu humifiée avec un rapport C/N voisin de 15.

Complexe absorbant :

Malgré une capacité d'échange très élevée au moins dans les horizons supérieurs (50 m.e. pour 100 g) le complexe est bien saturé ou même sursaturé avec de fortes quantités de Ca et Mg et des teneurs notables en Na, ce dernier élément devenant prédominant en profondeur.

L'ensemble du profil est légèrement salin : la conductivité à 25°C de l'extrait salin varie de 360 micromhos en surface à 585 en profondeur. Il y a davantage de sulfates et de bicarbonates que de chlorures.

Les réserves minérales sont bonnes surtout en chaux.

La fraction argileuse, dans l'ensemble du profil, est constituée essentiellement par de la montmorillonite très bien cristallisée, avec de la calcite et des traces de kaolinite.

CONCLUSION

1 Importance des altérations dans le socle métamorphique

a) Du point de vue de l'érosion et de la contribution à l'alluvionnement, la distinction entre complexe d'altération et sol proprement dit, où les structures originelles de la roche mère ont disparu, s'avère utile tant par la nature que par la quantité des matériaux fournis.

b) L'écorce d'altération est plus épaisse sur les roches métamorphiques à structures feuilletées ou les roches éruptives basiques que sur les roches granitoïdes, discontinue ou peu développée sur les roches quartzitiques.

L'arénisation des roches mères est le caractère dominant, mais les fractions fines sont en quantités importantes. La composition moyenne est la suivante : argile 16%, limon 19%, sable fin 32%, sable grossier 29%. Les matériaux sont souvent composés de stocks granulométriques différents.

2 Minéralogie des altérations du massif ancien

a) La fraction sableuse, parfois très quartzeuse, peut contenir des quantités notables de pseudo-sables scoriacés provenant de la transformation des feldspaths, dont la proportion de grains peu altérés excède rarement 10 à 15%.

Les ferro-magnésiens présentent en général une altération moins rapide que les feldspaths et la biotite. La muscovite est très résistante à l'altération.

b) Les concentrations de minéraux lourds dans les matériaux altérés en place, sont très variables. Le zircon et l'amphibole sont généralement les espèces dominantes.

c) Dans la fraction argileuse, la kaolinite est seule présente ou domine fortement. Elle est fréquemment associée à de faibles quantités de goethite. L'illite ne dépasse guère 10 à 20% de la fraction argileuse : ce minéral n'a été observé que localement ou au voisinage de la roche saine dans les zones d'altération ferrallitiques, plus fréquemment sur la bordure occidentale du socle dans les horizons profonds de sols faiblement ferrallitiques ou ferrugineux tropicaux. La présence de montmorillonite est fugace ou exceptionnelle.

3 Bilan chimique

a) L'examen du bilan chimique dans les zones d'altération sur roches cristallines montre une baisse très nette de la silice (30 à 60%) et des bases, sodium et potassium étant les éléments les plus mobiles. Le comportement du fer est assez variable. L'hydratation est toujours élevée.

D'après les calculs volumétriques, 1 dm^3 de roche saine donnerait naissance en moyenne à 1,12 dm^3 d'arène d'altération.

b) L'analyse chimique des différentes fractions granulométriques montre que le quartz est surtout contenu dans la fraction grossière (plus de 50 microns). Le fer est proportionnel à

la teneur en argile jusqu'à 10%, inversement proportionnel à la teneur en quartz pour les valeurs plus élevées. L'alumine est à peu près bien répartie dans les fractions fines dans lesquelles le rapport silice/alumine est souvent voisin de 2. Parmi les bases, seules la chaux et la magnésie présentent des teneurs notables dans la fraction argileuse.

4 Importance des roches mères et des matériaux remaniés dans la zone sédimentaire

a) Pour les roches sédimentaires, l'altération est moins développée, les sols sont moins profonds, le remaniement des matériaux originels fréquent, en particulier dans les séries gréseuses. Les caractères hérités de la roche mère : teneurs en éléments fins ou grossiers, minéraux argileux, richesse en calcaire, influencent fréquemment les propriétés des matériaux érodés.

b) Les formations superficielles groupées sous le terme de «carapace sableuse» doivent être considérées fréquemment comme allochtones et formées par sédimentation. Elles correspondraient en grande partie à la surface d'aplanissement fini-tertiaire.

c) Les feldspaths sont assez abondants dans les séries gréseuses du Karroo, tandis que d'une manière générale zircon et grenat dominent nettement dans les minéraux lourds.

d) Dans les fractions argileuses, la montmorillonite est le type minéralogique dominant, même dans les séries gréseuses et les argilites de l'Isalo. Illite et kaolinite dominent plus rarement, en particulier dans la Sakamena.

5 Importance localisée des roches volcaniques basiques

Sur roches volcaniques basiques, le complexe d'altération est d'importance variable, le plus souvent argileux et riche en kaolinite. La fraction sableuse est constituée par des pseudosables ferrugineux. La gibbsite est fréquente.

6 Répartition géographique des sols

Sur le versant occidental malgache, les sols peuvent être groupés en complexes morphopédogénétiques dont le critère de différenciation est essentiellement d'ordre structural. Chacune de ces unités comprend un ou plusieurs groupes de sols très dominants.

Les sols faiblement ferrallitiques et les sols ferrugineux tropicaux occupent les plus grandes surfaces. Localement, dans le massif ancien, les sols sont humifères, concrétionnés ou indurés.

Dans la zone sédimentaire, après les sols ferrugineux tropicaux, les groupes les plus importants sont les sols calco-magnésimorphes et les vertisols. Les sols minéraux bruts d'érosion sont fréquents dans les régions d'altitude et sur les séries sédimentaires peu altérées ou à désagrégation facile.

7 Caractéristiques d'ensemble de la pédogenèse

a) L'épaisseur des matériaux très évolués et plus ou moins rubéfiés dans les sols à sesquioxydes, ne dépasse guère 2 à 3 m en moyenne, est inférieure à 1 m sur les pentes fortes du massif ancien où l'érosion a parfois tronqué la partie supérieure du profil, ainsi que sur roches sédimentaires non remaniées. Elle est plus importante, semble-t-il, dans les sols dérivés de roches volcaniques basiques et dans les surfaces d'aplanissement du socle.

b) L'épaisseur des horizons de départ est souvent considérable dans le socle cristallin (10 à 30 m en moyenne), tandis que dans la zone sédimentaire, la transition entre sols évolués et roches mères est généralement rapide sauf dans le cas de matériaux originels allochtones et remaniés à des époques plus ou moins récentes.

c) Les phénomènes d'altération aboutissent le plus souvent à la libération d'oxydes et hydroxydes de fer ainsi qu'à la formation d'argiles alumineuses (fersiallitisation), plus rarement à la formation d'hydroxydes d'alumine (allitisation).

d) L'horizon B des sols ferrallitiques et ferrugineux est un horizon d'altération où le lessivage de l'argile et du fer est rarement observé. Sa texture est argilo-sableuse à argileuse.

e) Dans le massif ancien, le rapport limon/argile augmente généralement avec la profondeur dans les sols : de faible à très faible en surface, ce rapport devient souvent supérieur ou égal à 0,5 dans les arènes d'altération.

f) Dans les sols évolués de la zone sédimentaire, la fraction sableuse atteint fréquemment 60 à 80%, tandis que la fraction argileuse domine dans les sols dérivés de certaines roches mères calcaires ou marneuses, plus rarement argileuses.

g) L'horizon humifère n'est bien développé et très différencié que dans les sols calcaires et certains sols ferrallitiques d'altitude. Dans les autres types, la matière organique est en quantité moyenne à faible (2 à 3% en moyenne) et ne modifie pas profondément les propriétés de l'horizon de surface. Le taux de matière organique diminue en général rapidement avec la profondeur, l'humification est médiocre à faible et le rapport C/N assez élevé.

h) Les sols ferrallitiques et faiblement ferrallitiques ne sont pas fortement désaturés ($V = 30$ à 50% en moyenne), exception faite pour certains sols dérivés de roches volcaniques basiques dans lesquels le pourcentage de saturation est faible à très faible.

Dans les sols ferrugineux tropicaux, le pourcentage de saturation est généralement compris entre 50 et 80%. Dans les sols calcimorphes et les vertisols, le complexe est saturé.

i) Dans la plupart des sols rubéfiés et ferruginisés, l'évolution de la fraction argileuse se fait dans le sens d'une kaolinisation de plus en plus développée du bas vers le haut du profil et la kaolinite est le minéral dominant. La montmorillonite et l'illite subsistent dans certains sols ferrugineux de la zone sédimentaire. La montmorillonite domine dans les sols calcimorphes et les vertisols.

La goethite est presque toujours présente en petite quantité dans la fraction argileuse. La gibbsite est peu répandue, sauf dans les sols basaltiques évolués.

La pédogenèse est donc un facteur essentiel dans la préparation du futur matériel alluvial, mais sur le versant occidental, son rôle a géographiquement une importance variable. En effet, dans le massif ancien elle a formé, dans la majorité des cas, une épaisse couverture

meuble de matériaux profondément transformés. Dans la zone sédimentaire, l'érosion des sols fournit également des matériaux profondément transformés mais, l'altération pédogénétique étant moins profonde et moins homogène, ce phénomène laisse rapidement la place aux influences lithologiques et structurales.

C'est surtout dans le socle ancien que la topographie favorise par des pentes fortes l'agressivité climatique et les phénomènes d'érosion accélérée. Dans le massif ancien et sa couverture sédimentaire, la dégradation du couvert végétal accélérée par les feux saisonniers, est un facteur très favorable à l'érosion des sols.

CHAPITRE VIII

LES SÉDIMENTS PLIO-QUATERNAIRES ET LES VARIATIONS DU NIVEAU DE BASE MARIN

I. LE RETOUR À LA SÉDIMENTATION CONTINENTALE

La fin du Miocène est marquée à Madagascar par un retour à la sédimentation détritique d'origine continentale, avec probablement, quelle qu'en soit la cause, une importante phase d'émersion du continent malgache.

Les sédiments miocènes présentent le plus souvent un faciès franchement marin : marnes et grès calcaires fins à *Cyphus arenarius*, Lepidocyclines, Echinides. Ce faciès a été observé dans l'Extrême-Nord, dans le Nord-Ouest : Nosy-Makamby, cap Tanjona, baie de Baly, Besalampy, Maintirano [1]. Ce faciès est également connu à Tuléar et au cap Sainte-Marie.

Ces formations atteignent exceptionnellement 207 m dans les environs de Tuléar. Dans le Nord-Ouest, elles ne dépassent guère 20 à 30 m en altitude absolue et sont fréquemment recouvertes par les sédiments détritiques dits pliocènes.

Dans la région de Tambohorano, des grès calcaires ont été également rattachés au Miocène [2] : or, à notre avis, leur faciès est très différent du précédent. Il s'agit de grès calcaires jaunâtres, à fins débris coquilliers, à stratification subhorizontale ou entrecroisée.

Ces grès sont enfouis sous un système de dunes anciennes rubéfiées à deux directions presque symétriques. Ils présentent une altération en cheminées de 2 à 3 m de hauteur, formant une sorte de « Karst » à colonnes fossilisé par les sables rubéfiés.

On peut faire sur ce faciès gréso-calcaire type Tambohorano les remarques suivantes [3] :

— ce faciès est très différent du faciès calcaire classique à *Cyphus arenarius*. Il présente un caractère beaucoup plus « littoral » et son épaisseur ne dépasse guère quelques mètres;

— il est recouvert par des formations dunaires rubéfiées et non par des épandages continentaux, du type « carapace sableuse », rattachés au Pliocène, cette attribution étant faite par analogie aux épaisses séries de sables continentaux pliocènes d'Afrique. A Tambohorano, ces sédiments continentaux se trouvent plus à l'est. A Maintirano, les grès calcaires sont situés en contrebas de la falaise pliocène et les éboulis ne nous ont pas permis de voir si le pliocène continental les recouvre ou bien s'ils sont seulement plaqués contre l'abrupt d'érosion;

[1] H. Besairie (1960), pp. 89-90.
[2] F. Tortochaux et R. Koenic (1949), J. Bauer (1963).
[3] J. Hervieu (1965).

— les débris coquilliers recristallisés de ces grès sont difficilement identifiables;
— les formes d'érosion caractéristique que présentent ces sédiments sont peut-être dues à des actions marines littorales, car, à Manomba, en avant de ces grès, nous avons pu observer des plates-formes à vasques fossiles dans des grès plus fins.

Par conséquent, ces formations sont peut-être d'un âge plus récent, en particulier Pliocène ou Quaternaire.

II. CARACTÈRES DES DÉPÔTS DITS PLIOCÈNES

Les formations azoïques et détritiques qualifiées de Néogène continental dans l'Extrême-Sud, de Pliocène ou de carapace sableuse dans l'Ouest et le Nord-Ouest, forment un biseau sédimentaire se prolongeant fréquemment au-dessous du niveau marin actuel. En effet, ces formations sont attaquées en falaises par l'érosion marine subactuelle ou actuelle dans les bassins de Majunga et de Morondava; dans l'Extrême-Sud, il constitue une partie du talus interne de la plaine côtière. Dans cette région, comme le remarque R. Battistini [1] : « on doit supposer qu'au moment de son extension maximale, ce biseau sédimentaire s'étendait jusque bien au-delà de la ligne de rivage actuelle. » Cette remarque est également valable pour toute la région occidentale de l'île.

Par ailleurs, ce biseau sédimentaire est important à considérer car il constituerait dans la région côtière l'essentiel de la surface fini-tertiaire qui, selon F. Dixey [2], commence un peu au-dessus du niveau de la mer et s'étend vers l'intérieur jusque vers 400 à 500 m d'altitude (parfois 900 m). Selon les conceptions cycliques, c'est donc à partir de cette surface qu'à débuté le « Cycle quaternaire » lequel a conféré au réseau hydrographique actuel et plus particulièrement aux basses vallées l'essentiel de leur morphologie.

1 **Descriptions régionales** (cfr fig. 27)

A. Bas-Mangoky

On peut observer les formations continentales pliocènes sur la limite méridionale de la plaine deltaïque, depuis les environs du village Ankilimarovahotra jusqu'au village Bevoay. Sur la limite septentrionale de la plaine, elles constituent des buttes témoins plus ou moins érodées et des plateaux, en particulier aux environs des villages Ambato, Besatrohaky, Marolafika, Andreketa. L'abrupt de bordure disparaît souvent sous la carapace sableuse rubéfiée ou les éboulis.

Les formations les plus courantes sont constituées par des grès quartziques mal consolidés, à ciment argileux non calcaire, présentant fréquemment des stratifications entrecroisées et des bancs interstratifiés de galets de quartzites pouvant atteindre 10 cm de diamètre ou bien encore des galets dispersés dans une masse gravillonnaire de quartz anguleux. Dans

[1] R. Battistini (1964a) p. 73.

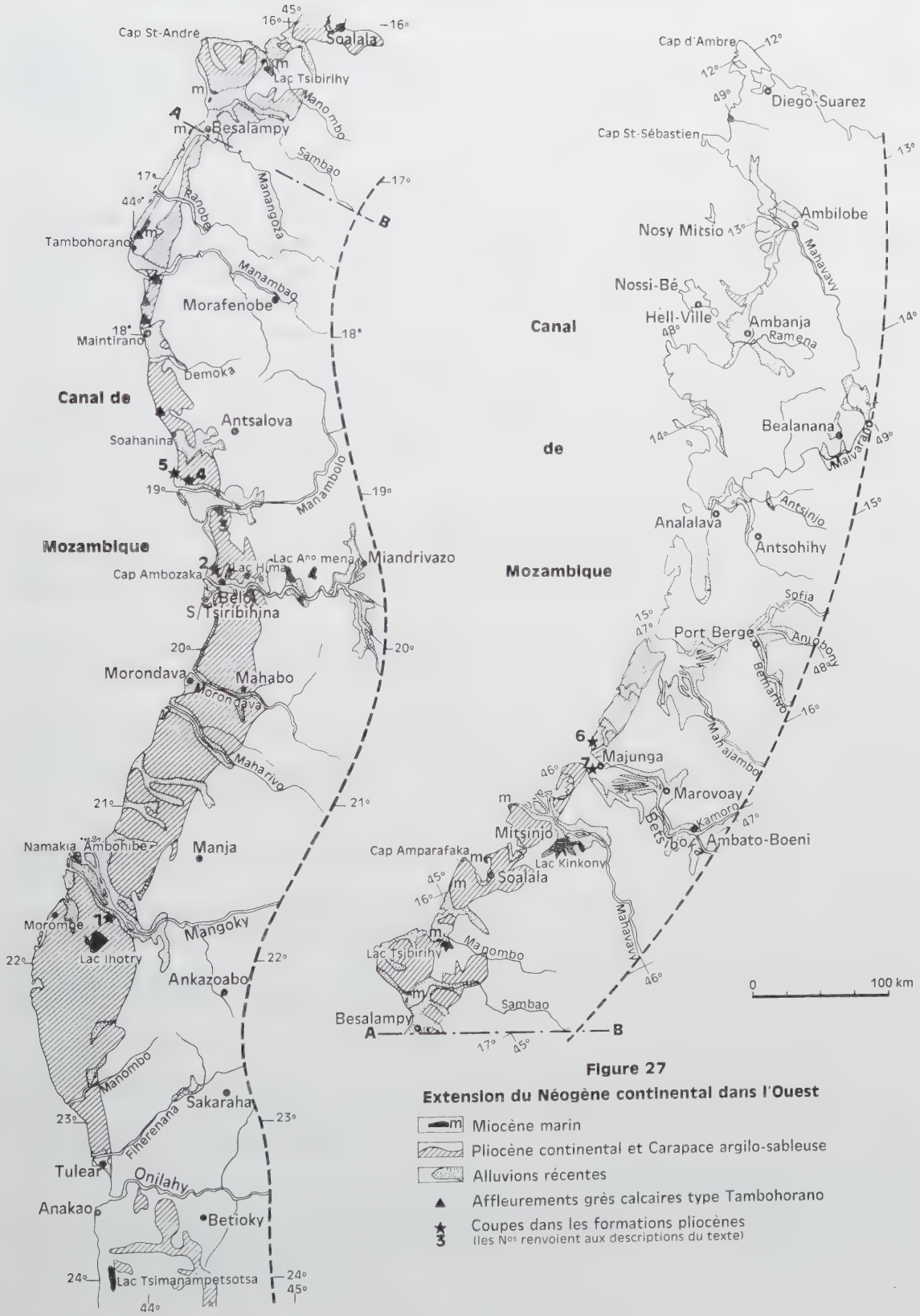


Figure 27

Extension du Néogène continental dans l'Ouest

- m Miocène marin
- Pliocène continental et Carapace argilo-sableuse
- Alluvions récentes
- ▲ Affleurements grès calcaires type Tambohorano
- ★ 3 Coupes dans les formations pliocènes (les N°s renvoient aux descriptions du texte)

leur partie supérieure, ces formations passent à des grès quartziques plus fins, à stratification plus confuse, fortement rubéfiés et ferruginisés, de couleur rouge vif à rouge violacé. Ces grès ou conglomérats fins ferrugineux contiennent, outre les sables quartzeux subanguleux et peu usés, de nombreux grains à cassure blanc mat, à forme cristalline plus ou moins nette, peu durcis : ce sont des feldspaths peu altérés.

Ces grès rouges font transition avec la carapace sablo-argileuse qui recouvre les éléments de plateau situés au nord et au sud de la vallée. Sur ces plateaux ou leurs bordures, aux lieux dits Amparitsoka près de Bevoay, et Andreniato près de Talatalavalo, on observe d'importants épandages de galets quartziques, à fort indice d'émoussé, dont certains peuvent atteindre 30 cm de diamètre, la taille moyenne étant de 5 à 10 cm. Les bois fossiles roulés sont assez fréquents. Ces galets sont souvent recouverts d'une patine rouille. La plupart proviennent probablement des conglomérats de base, de la Sakamena et de l'Isalo.

Ces épandages surprennent par leur densité, leur étendue et leur situation à des altitudes variées. En fait, on n'observe pas de concentrations analogues dans les sédiments continentaux en place. La plupart des épandages de galets observés sur les versants de la vallée, en particulier le long de la piste Tanandava-Bevoay, sont colluvionnés et proviennent de la partie supérieure des formations continentales.

La base de ces formations peut être observée au pied de certaines buttes témoins comme celle d'Ambohimenafify (en bordure du lit apparent) de Bevoay, de Besatrohaky et de Marolafika. Ce sont des argilites, des argiles sableuses et des grès quartziques plus ou moins consolidés.

La coupe de l'éperon de Berereho, faite en 1964 pour le passage du canal d'amenée de la SAMANGOKY, se présente de la façon suivante, de haut en bas (Coupe n° 1) :

0 à 3 m : Couverture sablo-argileuse, très rubéfiée, discordante sur le substratum, avec des galets de quartz très émoussés, colluvionnés en surface;

3 à 6 m : Grès feldspathiques fins plus ou moins bien consolidés rougeâtres à rosés, à stratifications obliques régulières;

6 à 8 m : Argilite gris clair;

8 à 14 m : Grès quartzique blanchâtre, à grains clastiques (sables et graviers) à ciment argileux blanchâtre relativement tendre;

14 à 18 m : Sédiments fluviatiles sablo-graveleux, à larges stratifications entrecroisées courbes, peu cohérents, jaune rougeâtre ou bariolé, riches en feldspaths, avec des lentilles d'une argile grise compacte.

Niveau de la vallée actuelle. Nous sommes là sur l'emplacement d'un ancien cours du Mangoky et ces dépôts se sont produits avant la rubéfaction de la série gréseuse supérieure, à caractère fluviatile moins marqué.

Sur la limite septentrionale de la plaine, au lieu de grès ferrugineux dans la partie supérieure de ces formations, on observe sous la carapace sableuse, dans les grès quartziques fins, des zones tachetées. Celles-ci passent à des niveaux de pisolithes ferrugineux et localement à une véritable cuirasse pisolithique.

Du point de vue morphologique, compte tenu de ce que sur la rive sud les grès continentaux atteignent une cote voisine de 100 m, on peut dire que la vallée actuelle est encaissée d'au moins 60 m dans les formations pliocènes au niveau du village de Bevoay. Plus en aval,

les buttes témoins atteignent au maximum 40 m, dans le moyen delta, et le lit actuel est encaissé de 25 à 30 m dans la surface pliocène. Ces chiffres permettent d'évaluer, d'une manière très approximative, à environ 2 ‰ la pente du glacis continental dans cette région.

B. Centre Ouest : de la Morondava au Manambolo

Au nord de la Basse-Morondava, la surface pliocène est recouverte presque uniformément par une carapace sablo-argileuse rubéfiée épaisse de 2 à 3 m. Étant donné le faible enfoncement de la vallée actuelle par rapport à cette surface (5 m en moyenne en aval de Mahabo), les affleurements sont peu nombreux.

A Dabara, le sommet de la série est constitué par un grès siliceux ferruginisé en surface. Dans les tranchées du canal Dabara-Morondava, nous avons observé des sédiments à faciès fluviatile très grossiers, sablo-graveleux avec des galets de quartz très émoussés de plusieurs centimètres de diamètre. Également, des argiles sableuses bariolées. Parfois, des galets sont inclus dans la couverture sableuse rubéfiée (Tsinjorano). La pente moyenne de la surface pliocène apparaît ici voisine de 2 ‰.

La carapace sableuse est uniforme dans la zone côtière jusqu'à Tsiribihina. Cependant, sur la route Morondava-Belo à Marofandilia, on peut observer des affleurements de grès quartziques à ciment argileux, avec zones tachetées, les taches donnant naissance à des pisolithes ferrugineux.

De part et d'autre de la vallée de la Tsiribihina, les cotes les plus élevées des formations détritiques (plus de 100 m) sont relativement proches de la côte, d'où une pente théorique de la surface fini-tertiaire beaucoup plus élevée, voisine de 6 à 7 ‰. Vers l'intérieur, les affleurements gréseux sous la carapace sablo-argileuse ont été rapportés par A. de Vendegies à l'Éocène supérieur [1]. Les faciès ne diffèrent pas de ceux du Pliocène, à l'exception de certains niveaux de grès ferrugineux vers l'est. L'Éocène calcaire n'affleure plus dans cette région. Étant donné l'importance des épandages sableux et des formations gréseuses dans les séries du Crétacé moyen et supérieur, la prolongation vers l'ouest de la surface fini-tertiaire s'avère très délicate. Quant à nous, nous la limiterons à la carapace sableuse sur formations post-crétacées de la région côtière.

On peut observer le faciès classique des formations continentales, c'est-à-dire des grès quartziques à grains clastiques, à ciment argileux blanchâtre, à zones tachetées fréquentes, dans les lieux suivants : côte d'Ankirisa (sud du lac Kimanaomby), Beroboka (sur la route de Morondava), Tsinjorano, Tsitakabasia et Mananjaka sur la rive gauche de la Tsiribihina.

Des épandages de galets roulés, analogues à ceux du Bas-Mangoky, sont situés sur la rive sud entre 10 et 50 m d'altitude. Ils recouvrent les grès à stratifications entrecroisées ou sont inclus dans la carapace rubéfiée. Sur la rive nord, les galets sont abondants et également colluvionnés dans la carapace sableuse, en particulier à Bevilo, Serinam, Bevoay, Mahavelo (alt. absolue : 15 à 20 m).

A l'ouest de la ville de Belo, les grès continentaux forment un escarpement de plus de 50 m. Ils contiennent quelques cailloux roulés, mais l'essentiel du squelette est formé par des

[1] Carte géologique au 1/100.000e Belo.

grains clastiques peu usés. Ces grès s'altèrent et rubéfient dans les trois mètres supérieurs : il y a transition progressive et non discordance visible avec la couverture sablo-argileuse rubéfiée.

Au nord de la Tsiribihina et à l'ouest de Belo, les formations pliocènes forment un petit escarpement à front Ouest, de 20 à 25 m de commandement. La coupe est la suivante (Coupe nº 2) :

0 à 3 m : Sables argileux rougeâtres, hétérométriques, à quartz anguleux;
3 à 4 m : Zone gréseuse tachetée à taches et concrétions rouge violacé;
4 à 4,2 m : Niveau riche en galets quartzitiques de 5 à 10 cm de diamètre, qui sont colluvionnés sur le talus avec les concrétions;
4,2 à 12 m : Grès grossiers à quartz anguleux et ciment argileux blanchâtre, assez friables. Rares galets dispersés dans la masse;
12 à 20 m : Argile sableuse gris clair, s'érodant facilement avec pavages de concrétions ferrugineuses.

Localement, en bordure du plateau (Andranofotsy) on peut voir une véritable cuirasse ferrugineuse pisolithique, brun-rouge, très durcie.

Au niveau de Belo, c'est-à-dire en tête du delta de la Tsiribihina, l'enfoncement de la vallée par rapport aux points les plus élevés de la surface des grès pliocènes est d'environ 47 m; il atteint près de 100 m à 15 km en amont, au niveau de Serinam.

Au sud et au nord du Bas-Manambolo, les sédiments pliocènes sont également recouverts par une carapace sableuse rubéfiée. La pente moyenne de la surface est d'environ 3,5 à 4‰. L'enfoncement du fleuve par rapport à celle-ci est de 20 m dans le delta aux environs de Masoarivo, de près de 100 m à 20 km en amont près de Trangahy, où ces formations gréseuses commencent avec un front de côte très atténué. Au nord du delta et dans la région du cap Kimby, les mêmes formations constituent des éléments de plateaux et la pente Est-Ouest de la surface fini-tertiaire s'atténue pour devenir voisine de 1,5 ‰ à l'ouest du cap. Là encore, les formations sableuses superficielles rubéfiées sont plus riches en galets que les dépôts sous-jacents.

Sur la rive sud du Manambolo, à l'ouest de Tsinjorano, on peut observer la coupe suivante (Coupe nº 3) :

0 à 3 m : Couverture sablo-argileuse rouge vif, discordante; avec rares galets de quartz dispersés dans la masse;
3 à 6 m : Argiles sableuses, plus ou moins polyédriques, gris clair, avec localement zones bariolées de taches rougeâtres;
6 à 9,5 m : Grès grossiers et sables gravillonnaires légèrement rubéfiés;
9,5 à 15 m : Argile grise, polyédrique à prismatique, à cassure mate.

Dans le Bas-Manambolo, la couverture sableuse est le plus souvent en discordance avec les grès quartziques grossiers ou même avec les argiles. Dans les environs de Masoarivo, la plaine deltaïque est limitée par un escarpement de 15 à 20 m au maximum, bien marqué. L'abrupt sommital est dû à la présence d'une cuirasse pisolithique ferrugineuse, localement massive; les formations sous-jacentes de nature gréseuse sont masquées par les éboulis.

Au plateau d'Analamena, près du village de Tamotamo, on peut observer la coupe suivante (Coupe nº 4) :

0 à 2 m : Sables argileux jaunâtres, à grains anguleux ;
2 à 2,5 m : Zone gréseuse tachetée, à concrétions ferrugineuses rouge brique dans une masse sablo-argileuse jaunâtre;
2,5 à 4,5 m : Cuirasse pisolithique brun-rouge foncé, ferrugineuse fortement durcie;
+de 4,5 m : Grès grossier à ciment argileux blanchâtre, à quartz clastiques.

Au cap Kimby, l'altitude absolue des dépôts continentaux atteint 50 m et en bordure de mer on peut observer la coupe suivante (Coupe n° 5) :

0 à 5 m : Couverture sablo-argileuse rubéfiée.
5 à 10 m : Grès quartzique très altéré et friable, sablo-graveleux, jaune pâle tacheté de rouge, riche en graviers;
10 à 10,5 m : Cuirasse ferrugineuse pisolithique plus ou moins durcie;
10,5 à 12 m : Grès fin ferrugineux, rouge violacé à quartz clastiques;
12 à 19 m : Discordance brutale avec des argiles sableuses bariolées;
19 à 19,6 m : Banc de grès siliceux blanchâtre, très dur;
19,6 à 30 m environ : Argiles sableuses jaunâtres.

La base de la coupe est masquée par les éboulis.

A l'intérieur, vers l'est, jusqu'à l'escarpement jurassique du Bemaraha, la couverture sableuse, avec fréquemment des sols rouges concrétionnés, s'étend sur les séries isoclinales, en particulier sur le Crétacé supérieur gréso-calcaire. Sa pente moyenne Est-Ouest atteint au maximum 3 ‰.

C. Nord-Ouest

a *Région de Maintirano*

La ville de Maintirano est établie sur un éperon de formations continentales formant un escarpement à front ouest, lequel disparaît au nord sous des édifices dunaires récents. L'altitude maximale atteinte par ce témoin large de quelques kilomètres en avant des basaltes crétacés, est d'environ 60 m. L'abrupt de bordure est dû à une cuirasse ferrugineuse épaisse de 2 m environ que surmonte une couverture sableuse rubéfiée très riche en concrétions ferrugineuses pisolithiques.

Au nord de la rivière Manomba, au cap Mandatsakora, sur l'Éocène calcaire massif, on peut observer des couches sablo-gréseuses rubéfiées et localement des débris de grès ferrugineux et des blocs de cuirasse pisolithique dont les épandages ravinent le calcaire.

b *Région de Besalampy*

A Besalampy même, les formations pliocènes (grès quartziques très grossiers à petits galets roulés) forment un escarpement d'une trentaine de mètres. Sur le littoral, au sud de Marofototra, des couches argilo-sableuses bariolées reposent sur les calcaires miocènes. On observe localement des blocs de cuirasse pisolithique. Celle-ci est également présente sous la couverture sableuse qui recouvre à l'est de Besalampy les grès de l'Isalo II.

Dans cette région, la surface fini-tertiaire, bien qu'atteignant l'altitude de 60 m en bordure de mer, aurait une pente moyenne d'environ 2,5 ‰.

Au nord de l'estuaire de la Sambao, des argiles gréseuses reposent sur les calcaires miocènes et sont surmontées par une cuirasse ferrugineuse discontinue ou une carapace sableuse rubéfiée.

La région du Cap Saint-André a un soubassement constitué par ces formations continentales pliocènes enfouies sous une épaisse couverture de sables quartzitiques blanchis. La pente de cette couverture dans la région du Cap est d'environ 1,5 ‰.

c *Région de Soalala-Namakia*

Dans cette région, tous les plateaux sont recouverts par une carapace argilo-sableuse rubéfiée très homogène. Leur pente moyenne Sud-Est/Nord-Ouest varie entre 1 et 2,5 ‰.

Autour de la baie de Baly, les formations continentales surmontent les calcaires miocènes : il s'agit de grès à ciment argileux, friables, assez grossiers, très souvent tachetés sous la carapace sableuse. Au Cap Tanjona, plusieurs mètres d'argiles sableuses et de carapace rubéfiée recouvrent le Miocène marin. Ces formations atteignent ici l'altitude de 80 m. A Nosy-Makamby, reposant sur le Miocène marin, on observe d'abord des argiles grises et des sables argileux blanchâtres, puis des grès tendres à sables et graviers quartziques peu usés, rosés ou blanchâtres, à stratifications entrecroisées plus ou moins nettes. Enfin, une zone gréseuse tachetée caractéristique subhorizontale, discordante avec les grès sous-jacents. Après durcissement à l'air, ces taches donnent naissance sur les pentes de ravinement à des épandages de rognons ferrugineux caractéristiques. La couverture sablo-argileuse rubéfiée épaisse de 5 à 6 m, forme la surface du plateau résiduel. Son altitude maximale est de 60 m et les formations continentales atteignent au moins 30 à 40 m d'épaisseur.

d *Région de Majunga*

A l'ouest de la ville, à la pointe du Caïman, on observe au-dessus des calcaires éocènes à pendage ouest faible, sur quelques mètres d'épaisseur, la succession suivante de haut en bas :

— couverture argilo-sableuse rubéfiée;
— gravillons ferrugineux de taille variable épandus sur la pente;
— argile grise à jaunâtre, compacte, secondairement polyédrique avec traces d'accumulation de calcaire;
— argile sableuse blanchâtre, friable.

Au nord de la plage d'Amborovy, dans les ravins d'érosion en « lavaka » de la falaise littorale, on observe la coupe suivante de haut en bas (Coupe n° 6) :

0 à 6 m : Couverture sablo-argileuse très rubéfiée, subhorizontale, ne suivant pas les détails de la topographie. Dans cette couverture, se trouve à profondeur variable (entre 0,5 et 3 m), mais d'une manière constante, une couche de rognons ferrugineux et localement des cailloutis de quartz;

6 à 9 m environ : Zone gréseuse gris clair tachetée et bariolée de rouge violacé — taches et marbrures très nettes — assez durcie ;

9 à 22 m : Grès continentaux tendres, de teinte généralement rosée à mauve violacé, à fines stratifications subhorizontales ou entrecroisées et parfois des lits plus ferruginisés. Localement, bancs gréseux plus consolidés ou lentilles d'argiles sableuses violacées ;

22 à 30 m environ : Argile violacée (couleur foncée) légèrement sableuse, polyédrique.

30 à 31,5 m : Argile sableuse gris clair, polyédrique.

31,5 à 35 m : Passage progressif à des sables argileux blanchâtres assez cohérents, à fines stratifications entrecroisées. Puis, jusqu'à la base de la coupe (environ 40 m), le dernier cycle se reproduit avec des épaisseurs moindres.

— argile violacée ;

— argile gris clair ;

— sables argileux blanchâtres.

Il est possible que les argiles violacées de la série inférieure correspondent à des paléosols.

Dans les ravins voisins, les grès tendres supérieurs présentent parfois de larges stratifications entrecroisées. En remontant vers le nord-ouest le long du littoral, on voit que le pendage des argiles de base est notable car elles se trouvent seulement à + 3 m au-dessus de la plage. Ces argiles constituent un niveau de nappe.

A Majunga, près du Collège Saint-Gabriel, on peut observer la coupe suivante de haut en bas :

— sur la butte résiduelle, près du point magnétique (H. Besairie, 1935) une zone tachetée se trouve dans des grès quartziques et donne en surface des pisolithes ferrugineux caractéristiques ;

— des grès continentaux brun-jaune clair à rosés, finement lités, à pendage nord-ouest faible, avec localement de petites flexures ;

— des argiles gris verdâtre interstratifiées dans des bancs plus durs de grès fins blanchâtres non calcaires.

A l'ouest de l'estuaire de la Betsiboka, aux environs de la pointe de Katsepe, les formations continentales présentent des coupes analogues à celles des ravins d'Amborovy, avec des remaniements importants dans la couverture rubéfiée et les grès tendres (anciens thalwegs comblés). Ici les formations gréseuses sont riches en petits galets de quartz très émoussés, dont les sédiments de plage sont truffés, et en bois silicifiés.

Dans cette région de Majunga, la couverture sableuse qui recouvre les formations continentales, n'est large que de quelques kilomètres. Vers l'intérieur affleurent rapidement les séries sédimentaires éocènes ou crétacées. Aussi, est-il difficile d'estimer une pente moyenne pour la surface fini-tertiaire. Ces formations constituent un biseau très ouvert comme l'a confirmé le sondage de la Société des Pétroles de Madagascar qui, un peu plus au nord-ouest, a traversé ces sédiments continentaux sur plus de 100 m d'épaisseur.

2 Caractères sédimentologiques et minéralogiques des dépôts continentaux

A. Granulométrie

La majorité des sédiments gréseux ont un faciès assez grossier. Les courbes granulométriques de la fraction sableuse présentent rarement des médianes inférieures à 0,5 mm. Cette fraction sableuse constitue en moyenne 80% de l'échantillon, le reste étant formé par un ciment argileux ou argilo-limoneux. Le taux de sables grossiers et de graviers varie entre 50 et 85%. Certains échantillons présentent des teneurs notables en sables fins : 20 à 30%.

Les grains de quartz sont subanguleux ou non usés. Ils ont fréquemment une surface ternie mais non mate, et sont parfois légèrement ferruginisés et jaunis.

L'indice d'hétérométrie *He* de Cailleux est dans les sédiments fluviatiles les plus typiques, voisin de 0,5. Dans les autres cas, il varie généralement autour de 1, ce qui indique un triage médiocre. Dans les sédiments fins, le taux d'argile (0 à 2 microns) varie en moyenne entre 50 et 70% et dans certains cas la fraction argile + limon (0 à 20 microns) peut constituer 85 à 90% de la masse. La fraction sableuse est surtout constituée par des sables fins.

B. Teneurs en feldspaths

Les feldspaths constituent 5 à 10% de la fraction sableuse. Il s'agit généralement d'orthose. Certaines argiles sableuses du Bas-Mangoky contiennent en quantités assez notables de grands cristaux d'orthose émoussés dont la taille peut atteindre quelques centimètres.

C. Minéraux lourds

Les teneurs en minéraux lourds dans les grès sont généralement faibles, inférieures à 2%. Ces sédiments gréseux se caractérisent en général par un cortège à zircon prédominant, comme l'a montré en particulier J. C. Rerat dans le Nord-Ouest [1]. Ce cortège paraît lié à une altération superficielle (cortège résiduel) et se présenterait comme une variante altérée d'un cortège à grenat et à apatite.

Les grès fluviatiles du Bas-Mangoky ont révélé un cortège plus complexe à zircon, disthène, monazite, staurotide.

D. Argiles

Dans le Bas-Mangoky, le ciment des grès quartziques est constitué par de la kaolinite très bien cristallisée avec présence possible de produits amorphes. Les argiles sableuses, les argilites et les lentilles interstratifiées dans les sédiments fluviatiles profonds ont une fraction argileuse constituée par de la montmorillonite en quantité importante, en association avec la kaolinite et parfois des traces d'illite.

A l'ouest de Belo-sur-Tsiribihina, la fraction argileuse de la série inférieure des sédiments pliocènes est constituée par de la montmorillonite dominante en association avec la

[1] J.C. Rerat (1965).

kaolinite et des traces d'illite et de calcite. La même composition a été déterminée pour les argiles du Bas-Manambolo.

Dans la région de Majunga, le ciment des grès tendres continentaux de la série supérieure est essentiellement kaolinique. La présence de kaolinite dominante en association avec un peu de montmorillonite et des traces possibles de goethite a été reconnue dans les argiles violacées. Dans les argiles gris clair de la série inférieure (Amborovy, Majunga, Nosy Makamba) est présente à nouveau la montmorillonite très bien cristallisée en quantité importante, associée à un peu de kaolinite et des traces de calcite. Un échantillon a montré une association montmorillonite-illite [1].

E. Composition des cuirasses

Dans la région de Belo-sur-Tsiribihina, la cuirasse pisolithique contient 24% de fer et 13,5% d'alumine. Le rapport SiO_2/Al_2O_3 est égal à 1,9. La fraction quartzeuse est importante.

A Maintirano, les concrétions contiennent 36% de fer et 19% d'alumine avec un rapport SiO_2/Al_2O_3 égal à 2. Dans le Bas-Manambolo, la cuirasse contient 48% de fer et 4% d'alumine avec une fraction quartzeuse importante. Le rapport SiO_2/Al_2O_3 est égal à 2,8.

Il s'agit donc de concrétions et de cuirasses ferrugineuses, avec fréquemment un squelette quartzique important.

3 Conclusion sur les dépôts continentaux pliocènes

En résumé, il se dégage des observations précédentes un certain nombre de caractères généraux :

— La surface fini-tertiaire a dans les régions côtières une pente moyenne qui ne dépasse que rarement 2 à 3‰. La carapace sablo-argileuse rubéfiée qui la recouvre dérive parfois des grès sous-jacents mais apparaît souvent remaniée, discordante.

Il est d'ailleurs peu probable qu'il s'agisse d'une surface unique, ce terme étant employé ici pour caractériser la partie supérieure des formations analogues. A notre avis, il s'agit plutôt de glacis d'ennoyages plus ou moins coalescents dont l'individualité s'est de nos jours estompée. Comme nous l'avons déjà souligné, la prolongation de cette « surface » à l'intérieur de l'Ile, en particulier au-delà des premières côtes sédimentaires, demeure très problématique.

— Dans cette couverture sablo-argileuse ou à sa base, on observe très fréquemment les témoins d'une hydromorphie qui paraît ancienne (bien qu'elle puisse continuer à fonctionner actuellement sur les éléments de plateaux suffisamment vastes et mal drainés). Cette hydromorphie aboutit localement à des cuirasses qui jouent un rôle dans la morphologie [2].

[1] La présence de montmorillonite dans les argiles pliocènes de Majunga était déjà connue (Communication verbale de J. de Saint-Ours).

[2] Des cuirasses ferrugineuses sont également connues sur la surface fini-tertiaire de l'Extrême-Sud.

- L'ensemble des sédiments dits pliocènes a un caractère continental marqué, azoïque, avec fréquemment des faciès fluviatiles typiques. Cependant, ces faciès fluviatiles sont le plus souvent observés à proximité des grands axes hydrographiques actuels.

— Il semble que l'on puisse, au moins dans certaines régions, subdiviser ces formations continentales en deux séries :

  — une série inférieure (*P* 1) où la sédimentation argileuse ou argilo-sableuse est prédominante;

  — une série supérieure (*P* 2) constituée essentiellement par des grès quartziques plus ou moins consolidés (durcis au Mangoky, peu consolidés à Majunga).

— Les épandages de galets quartzitiques, parfois de grande taille, qu'on observe à des altitudes variées dans certaines basses vallées, ne peuvent être considérés comme des « terrasses » d'alluvions anciennes. Ils proviennent par érosion et colluvionnement du sommet des formations continentales dites pliocènes. Leur mise en place originelle correspond peut-être au début de la grande phase d'érosion et de creusement qui a débuté à Madagascar le « Cycle Quaternaire », creusement qui s'est poursuivi jusqu'à des cotes très inférieures au niveau du remblaiement actuel :

  — 100 m dans le delta du Fiherenana (l'épaisseur du remblaiement récent dans le delta du Mangoky n'est pas connue);

  — 80 m dans la Basse-Betsiboka;

  — 100 m dans le delta de la Mahavavy du Nord.

— Les sédiments pliocènes sont en moyenne plus grossiers et moins bien triés que les sédiments fluviatiles actuels (cfr 3e Partie). La sélection des différentes fractions granulométriques est moins poussée que dans les sédiments actuels : il y a très peu de sables purs et ce faciès de sables grossiers et de graviers, voire de galets, dispersés dans une matrice argileuse, paraît caractéristique des formations continentales pliocènes, au moins dans le Pliocène supérieur.

Si certains faciès sont typiquement ceux de grands cours d'eau (cas du Mangoky), il semble qu'en beaucoup d'endroits les formations gréseuses aient été mises en place sous l'action d'un ruissellement moins concentré, sur des surfaces d'épandage ou des glacis d'ennoyage. Un écoulement très chargé de climat sec ou semi-aride pourrait en être la cause. Lorsque l'altitude augmente, on observe une diminution très importante de la fréquence des faciès fluviatiles typiques dans ces formations. Cela correspond bien à un ruissellement diffus caractérisant des glacis d'ennoyage.

— L'étude des argiles semble confirmer la distinction entre une série inférieure à dominance argileuse et une série supérieure gréseuse.

La fin de ce « Cycle Pliocène » est marquée par une rubéfaction intense de la carapace sablo-argileuse, des phénomènes d'hydromorphie généralisée, la mise en place de nappes de galets, avant le creusement des vallées quaternaires et actuelles.

III. LES FORMATIONS QUATERNAIRES LITTORALES SUR LE VERSANT OCCIDENTAL MALGACHE

« Le littoral actuel n'est, pour le géologue, que la position à un instant donné de la limite éternellement changeante des terres et des mers. » [1] Le déplacement des lignes de rivage a une très grande importance dans l'histoire de la sédimentation continentale. Même si ces déplacements ne nous apparaissent que comme « de petites avances et de petits reculs » [2] à l'échelle de la période récente — c'est dans l'ensemble le cas sur le continent malgache — tout mouvement relatif du niveau de base quel que soit son origine, eustatisme ou mobilisme tectonique, déclanche, en particulier dans la partie aval des cours d'eau, un nouveau cycle de remblaiement (submersion) ou de creusement (exondation).

Ces phénomènes conditionnent à la fois la morphologie des vallées et l'importance des phénomènes de dépôt ou d'érosion, surtout dans les bas cours. Nous avons déjà vu que dans les hauts cours des fleuves et rivières malgaches, il était particulièrement difficile de reconstituer l'évolution cyclique par suite des influences structurales et de la multiplicité des niveaux de base locaux. Nous venons de voir également que la morphologie des basses vallées actuelles était essentiellement la conséquence d'une très importante régression après le dépôt des sédiments continentaux pliocènes, suivie d'un remblaiement non moins important en liaison avec une ingression marine dans ces basses vallées.

D'après ce que l'on sait de l'Histoire du Quaternaire dans le monde, ce phénomène de variation du niveau de base général, n'a probablement pas été unique ni continu, malgré l'individualité continentale déjà ancienne de Madagascar. L'étude des phases intermédiaires est rendue difficile par le fait que le remblaiement récent masque, dans la plupart des cas, les formations anciennes possibles.

Le littoral nord-ouest de Madagascar se présente de prime abord comme une côte de submergence : à la suite d'un mouvement positif (ingression) la mer a pénétré dans les dépressions et les basses vallées ou attaqué les côtes en falaises. Sur la côte ouest proprement dite, ce caractère de submergence est masqué par l'abondance des produits meubles : la mer recule, en particulier au débouché des grands axes hydrographiques. Cependant, les falaises dans les formations pliocènes ne sont pas rares.

Pour reconstituer les anciens rivages on peut, soit s'appuyer sur des formes littorales, soit faire état de dépôts de faciès littoral. L'utilisation de niveaux de terrasses ou de replats fluviatiles n'est justifiée que si l'on peut les raccorder à des formations marines aux environs de l'embouchure [3].

En ce qui concerne le Quaternaire malgache, la thèse de R. BATTISTINI sur le littoral de l'Extrême-Sud [4] constitue l'étude la plus poussée faite jusqu'ici dans ce domaine. Aussi prendrons-nous comme point de départ les travaux de cet auteur et en rappellerons-nous l'essentiel. Cela constituera ainsi un élément de comparaison et de discussion avec ce qui est connu sur la côte occidentale de l'Ile et nos propres observations dans ce secteur.

[1] J. BOURCART (1958), p. 31.
[2] H. et G. TERMIER (1960), p. 69.
[3] A. GUILCHER (1954), p. 26 et ss.
[4] R. BATTISTINI (1954) cfr en particulier t. I, pp. 73-92 et t. II, pp. 333-347.

1 Les formations quaternaires de l'Extrême-Sud

La division des formations côtières dans l'Extrême-Sud est établie par R. BATTISTINI sur l'existence de trois grands ensembles dunaires :

a — La Grande Dune (ou Aepyornien ancien) [1] constituée par des grès dunaires jaunes ou blanchâtres, riches en mollusques continentaux et en débris d'œufs d'un grand Ratite fossile : l'*Aepyornis*. Cette série a une morphologie dunaire très atténuée et est fortement rubéfiée en surface. Elle a donné naissance aux sols rouges sableux de décalcification ou « Sables Roux » typiques de la carte pédologique au 1/200.000e [2].

b — La Petite Dune à morphologie de surface encore bien conservée et constituée par des grès jaunes ou blanchâtres, riches encore en mollusques continentaux, mais à altération pédologique beaucoup moins poussée : sables rosés, jaunes ou gris (Sables dunaires plus ou moins décalcifiés de la carte pédologique).

c — Les Dunes Récentes, non grésifiées, qualifiées par R. BATTISTINI d'ensemble dunaire flandrien (sols éoliens peu ou pas évolués de la carte pédologique) et qui contiennent également des débris d'œufs et des ossements d'*Aepyornis*.

A la Grande Dune rubéfiée est attribuée une base marine constituée par des dépôts de plage (Tatsimien) observables en quatre points du littoral méridional. Il s'agit de grès coquilliers de couleur saumon ou rosée, souvent très durs et recristallisés, à fossiles indéterminables. L'altitude maximale de ces dépôts ne dépasse pas 4 m (en moyenne 1 à 2 m) au-dessus du niveau des plus hautes mers actuelles.

A la Petite Dune correspond un niveau marin de +3 m (Karimbolien) dont on peut observer de nombreux affleurements sur le littoral actuel, en particulier sur le littoral du pays Karimbolo à l'ouest du cap Sainte-Marie. Ces dépôts de plage sont des poudingues à ciment calcaire ou des grès coquilliers souvent très quartzeux. La faune est abondante et bien conservée, et toutes les espèces appartiennent à la faune actuelle Indo-Pacifique [3]. Au cap Sainte-Marie et au cap Andrahomana, la discordance entre les deux systèmes dunaires anciens est visible.

Enfin à la transgression flandrienne (la plus récente) correspondraient des encoches fossiles de corrosion marine : une est particulièrement nette entre 1 et 1,4 m, l'autre beaucoup moins vers 2,5 m, au-dessus des basses mers de vives eaux moyennes. On observe parfois une encoche intermédiaire entre 40 et 60 cm au-dessus de l'encoche actuelle. Ces encoches ont été observées par R. BATTISTINI au sud-ouest de Fort-Dauphin dans la baie des Galions et sur la côte sud-ouest dans la baie des Assassins.

R. BATTISTINI a avancé l'hypothèse d'une importante régression marine prékarimbolienne séparant les dépôts des deux formations les plus anciennes : en effet, les grès calcaires de la Grande Dune descendent au-dessous du niveau marin actuel et la masse énorme de cette formation dunaire ancienne rubéfiée laisse supposer que ses éléments ont été mis en place à la suite d'un découvrement important du plateau continental livré aux actions éoliennes.

[1] D'après R. BATTISTINI, il est impossible d'établir pour l'instant si l'Aepyornien malgache coïncide exactement avec le Quaternaire européen ou africain.

[2] J. HERVIEU, (1958) (1959).

[3] E. FISCHER-PIETTE (1958), B. SALVAT (196)1.

En faveur d'une régression préflandrienne, le même auteur apporte comme arguments l'enfoncement au-dessous du zéro actuel d'un réseau karstique dans les grès calcaires karimboliens et la prolongation au-dessous du niveau marin actuel de formations continentales postérieures à ce maximum marin karimbolien. Le Karimbolien pourrait être l'équivalent de l'Ouljien marocain.

2 Les formations quaternaires sur la côte occidentale (cfr fig. 28)

A. De Tuléar au Bas-Mangoky

a *Environs de Tuléar*

Sur les plages situées au nord et au sud de la ville de Tuléar (Ifaty, Songoritelo, Ankilibe), on peut observer des affleurements discontinus de grès coquilliers à faible pendage, plus ou moins recouverts par les sables de plage. A Ifaty, ils couvrent presque intégralement la zone intertidale et leur altitude ne dépasse pas 1 à 1,5 m au-dessus des hautes mers de vives eaux.

Ces grès sont riches en espèces malacologiques actuelles [1] et leur degré de consolidation est variable. Ils s'érodent en lapiez.

Au sud de l'Onilahy, on observe dans un site semblable des grès de plage sur le littoral d'Anakao et de Soalara, avec des chaos de blocs au niveau des hautes mers.

Ces sédiments, riches en tests d'organismes et en sables, consolidés plus ou moins par un ciment calcaire, s'apparentent à ce qui est connu sous le nom de « beach-rock » ou grès de plage et que l'on trouve couramment dans les mers chaudes et surtout coralliennes [2].

Dans la plaine de Tuléar (Delta du Fiherenana) nous avons reconnu trois ensembles dunaires [3] :

— des dunes anciennes rubéfiées : il s'agit de sables roux de décalcification sur grès calcaires quaternaires. La morphologie de surface est très atténuée mais le matériau originel encroûté (croûte de lessivage) montre des caractères éoliens nets;

— des dunes de sable jaune à jaune-beige, peu ou pas calcaires, à morphologie dunaire parabolique (vents dominants du Sud-Est), formés par décalcification de grès dunaires calcaires, friables et blanchâtres. Ces sables jaunes recouvrent les sables roux précédents comme on peut le voir sur les coupes de la rive septentrionale du Fiherenana;

— des dunes très récentes, de part et d'autre de l'embouchure sur le front littoral du delta. Ces sables beiges, plus ou moins calcaires, recouvrent les sables jaunes précédents en bordure du lit apparent.

b *Baie des Assassins*

Plus au nord, dans la baie des Assassins (Fanomotsy) et jusqu'à Morombe, la majeure partie de la zone côtière est constituée par des dunes anciennes jaunes grésifiées et fortement

[1] R. Plante (1963).
[2] A. Guilcher (1961 b).
[3] J. Hervieu (1958).

Figure 28

Dépôts littoraux quaternaires dans l'Ouest

▼ Grès ou dépôts coquilliers

△ Dunes anciennes plus ou moins rubéfiées

Systèmes dunaires récents

★ Sondages profonds

encroûtées en surface. Cet ancien système dunaire, à grands alignements SSW-NNW donne une côte à tracé irrégulier et a été assimilé par R. Battistini au système karimbolien de l'Extrême-Sud [1].

L'arrière-pays côtier est constitué sur plusieurs dizaines de kilomètres de large par des sables rubéfiés d'origine dunaire analogues à ceux du Sud, mais le substratum n'est pas visible. En outre, de grandes dunes en cordons, constituées par des sables orangés ou rouge clair, s'étendant vers le Nord jusqu'au lac Ihotry et au sud du Mangoly. Certaines de ces dunes, nées de remaniements récents dans la série rubéfiée ancienne, peuvent atteindre 70 à 90 m d'altitude.

En ce qui concerne les dépôts littoraux dans ce secteur, nous avons observé les faits suivants :

— sur la bordure méridionale de la baie des Assassins existent des grès calcaires à Cérithes formant plate-forme, à environ 1 m au-dessus du niveau des plus hautes mers (environs du village Antampolove). Il ne semble pas exister de liaison nette entre ces grès littoraux et les dunes jaunes anciennes, grésifiées en surface;

— à l'intérieur des terres et en arrière des zones basses salées, en particulier au sud du village Befandeva et entre ce village et celui d'Ankilimalinika, affleurent des grès calcaires riches en bivalves, souvent encroûtés et recouverts localement par des sables roux.

c *Environs de Morombe*

Plus au Nord, à l'est du Cap Saint-Vincent, près du village Antaniloba, en arrière des zones de mangrove, l'ancien rivage est marqué par des calcaires très coquilliers, riches en Cérithes et débris de bivalves, localement encroûtés, et recouverts par des dunes jaunes ou rouges non consolidées. Toutes ces formations fossilifères ne dépassent guère 1 m au-dessus du niveau des plus hautes mers actuelles.

A Morombe, à l'est du terrain d'aviation, affleurent des grès calcaires blancs dunaires, finement stratifiés, recouverts par des sables roux typiques fortement rubéfiés. Des calcaires blanchâtres à coquilles recristallisées, affleurent en bordure de la dépression salée post-littorale qui limite ces sables roux.

La ville de Morombe s'étend partiellement sur une dune jaune non consolidée, qui a fermé l'ancienne lagune. Sous cette dune jaune, à la pointe sud de la ville, affleurent sur le littoral des grès de plage à faible pendage. Ces grès sont surmontés, jusqu'à environ 1 m au-dessus du niveau des hautes mers de vives eaux, par une lumachelle très riche en débris coquilliers et peu consolidés.

Enfin, en avant de cette dune jaune commencent au nord de Morombe des dunes bordières récentes de sable beige qui prennent une large extension jusqu'au Cap Mandevitse. Elles sont transgressives sur la dune jaune et les sables roux et atteignent 47 m d'altitude.

[1] R. Battistini (1960 b).

d *Delta du Mangoky*

1 Dépôts littoraux :

Au sud immédiat du delta du Mangoky, c'est-à-dire aux abords du Cap Mandevitse, l'encorbellement du rivage est entaillé d'abord dans des grès coquilliers rosés, puis dans des grès dunaires jaunes, à belles stratifications entrecroisées, fortement encroûtés et lapiézés en surface, riches en débris coquilliers. Au-dessus de l'abrupt littoral, qui peut atteindre plusieurs mètres, on observe comme à Morombe une dune jaune peu consolidée, elle-même recouverte par une dune beige récente. Au Cap même, une dune rouge recouvre les grès littoraux.

A l'ouest du Cap, depuis le campement d'Ankilifaly jusqu'à la Pointe Antsaramanefitra, l'abrupt des hautes mers moyennes est entaillé dans un affleurement important de grès coquilliers, riches en Cérithes [1], gastéropodes divers et lamellibranches, ainsi qu'en débris coralliens roulés. Ces grès sont de couleur rosée à rougeâtre et présentent une stratification subhorizontale régulière. Ils sont très fortement consolidés, leur pendage vers la mer est faible. Leur partie supérieure dépasse peu le niveau des plus hautes mers et porte les témoins résiduels d'une ancienne plate-forme à vasques et des chaos de blocs roulés toujours riches en tests d'organismes.

Le second redan de la Pointe Antsaramanefitra, à l'entrée de l'estuaire d'Ankidy (limite méridionale du delta actuel du Mangoky) présente une plate-forme de haute mer entaillée dans des grès dunaires jaune-beige, fortement encroûtés, à stratifications régulières et pendage voisin de 30°. Une dune vive jaune-beige recouvre ces dunes anciennes.

A l'intérieur de l'estuaire, sur sa rive sud, en limite de la mangrove, on retrouve la plate-forme à vasques anciennes dans les grès rosés à débris coralliens, jusqu'à 2 m au-dessus du niveau des vases actuelles.

Enfin entre le Cap Mandevitse et la Pointe Antsaramanefitra, il faut noter sur la plate-forme de haute mer des témoins de dépôts coquilliers recimentés et plus récents que les grès rosés semble-t-il.

De même, sur la rive nord de l'estuaire d'Ankidy, à 4 km à l'intérieur, c'est-à-dire au niveau des cordons littoraux récents les plus internes, on peut observer des affleurements de grès coquilliers blanchâtres, tendres, à lamellibranches actuels en voie de démantèlement.

2 Les formations dunaires anciennes et récentes :

Répartition : A l'ouest de Morombe, le complexe dunaire rubéfié atteint plus de 40 km de large et constitue les limites occidentales de la dépression fermée d'Ihotry. La plaine deltaïque du Mangoky est bordée dans sa partie méridionale par des dunes anciennes qui s'étendent depuis le bras mort du Kitombo à l'ouest de Tanandava, jusqu'à Mangolovolo et le Cap Mandevitse au nord de Morombe. Il s'agit de la partie la plus septentrionale du vaste complexe dunaire qui s'étend vers le sud jusqu'aux environs de Tuléar dans toute la région côtière. Ces dunes anciennes, au moins les plus rubéfiées, présentent de nombreux caractères communs avec les « Sables Roux » d'origine dunaire de l'Extrême-Sud, mais le substratum affleure beaucoup plus rarement.

[1] Un échantillon de ces grès a été examiné par B. SALVAT (Laboratoire de Malacologie du Muséum). L'espèce dominante est *Cerithium morus* Lamarck, espèce composite, qui ne permet pas de différencier faunistiquement ces dépôts des grès karimboliens, malgré leur consolidation et leur rubéfaction.

Dans cet ensemble dunaire, il convient de distinguer :

— des formations sableuses très rubéfiées, aux formes molles, sans aspects morphologiques caractéristiques, couvertes d'une forêt sèche dense;

— des formations présentant une morphologie dunaire caractéristique, constituant le plus souvent de grands alignements dominant très nettement la topographie environnante, formant localement des champs de dunes en vagues, moins rubéfiées que les précédentes, rouge-orangé à jaunâtre, à végétation clairsemée, avec des remises en mouvement locales.

Les formations les plus rubéfiées (« sable roux » typiques) forment la limite méridionale de la plaine alluviale du Bas-Mangoky, depuis l'ouest de Tanandava. Elles se poursuivent d'une manière plus ou moins continue jusqu'à Morombe et au-delà. Elles constituent des reliefs aux formes adoucies et aux pentes régulières, avec cependant un certain alignement SW-NE à WSW-ENE. Leur altitude maximale varie entre 30 m à l'ouest de Tanadava et 15 m dans la région de Mangolovolo. La forêt sèche qui les recouvre est surtout arbustive avec de nombreuses espèces du bush xérophytique de l'Extrême-Sud.

Des formations dunaires beaucoup plus récentes et à morphologie bien conservée recouvrent ces dunes anciennes : à l'ouest de Tanandava, elles constituent un alignement continu qui atteint l'altitude de 75 m (Point coté Tsiriritsy) et domine nettement la plaine alluviale. Ces sables dunaires sont rouge-orangé à jaunâtre. Ces dunes sont encore partiellement actives comme en témoigne la végétation enfouie à la base du versant sous le vent dont la pente est très forte, supérieure à 45°.

Un autre ensemble dunaire aux formes encore vives et d'une certaine ampleur, se trouve au sud de Mangolovolo : lieu-dit Antetemena (Point coté 24 m). Cet ensemble domine les formations rubéfiées plus anciennes de près de 15 m. De tels ensembles se retrouvent de plus en plus fréquents et étendus vers le Sud, dans la région côtière entre Morombe et le lac Ihotry (Ampasimena) atteignant l'altitude maximale de 85 m.

Enfin, un important témoin de formations dunaires est isolé au sein de la plaine alluviale, à 8,5 km au nord de Mangolovolo. Cet ensemble, très allongé sur environ 12 km, selon une direction NNE-SSW, centré à peu près sur le village Ambondro, est constitué par un soubassement de sables roux très rubéfiés du système le plus ancien, surtout visibles dans la partie orientale, aux formes molles caractéristiques. Sur sa bordure occidentale, ce témoin ancien a été recouvert par un cordon dunaire, non fonctionnel actuellement et en voie de forestation, mais aux formes encore très vives dont les sommets dominent de 30 à 50 m la plaine alluviale (points cotés Ambohidroy au Sud : 41 m et Belambo au Nord : 52,2 m). A la base de cette grande dune et sur sa bordure occidentale, les sables roux anciens sont peu visibles et localement affleurent des grès sableux quartzeux, jaunes ou rougeâtres, à stratifications très régulières — (faciès de grès de plage). La grande dune elle-même est peu ou pas rubéfiée (sables jaunes à beiges).

Plus au Nord, au-delà du bras mort Kitombo et sur la rive droite du Mangoky, on ne retrouve plus de formations dunaires plus ou moins rubéfiées, fixées ou en voie de stabilisation. Le témoin d'Ambondro dans la plaine deltaïque constitue le point le plus septentrional des sables roux d'origine dunaire, si l'on met à part les grès calcaires de Tambohorano et les sables rubéfiés qui les recouvrent.

Sous les formations rubéfiées les plus anciennes affleurent localement des grès calcaires quaternaires, fins, sableux, d'origine dunaire également, blanchâtres ou jaunâtres, le plus souvent encroûtés. On peut les observer en particulier en bordure du témoin d'Ambondro, au nord-ouest du village Anadramo, aux lieux-dits Andolomantsy et Ankaranka, au nord et à l'ouest de Morombe et sur le littoral au Cap Mandevitse et au Cap Antsaramanefitra. Des calcaires travertineux sont visibles sur la bordure ouest de la dépression d'Ihotry.

— Granulométrie : Les sables des systèmes dunaires plus ou moins stabilisés (dont certains comme nous l'avons vu précédemment sont très rubéfiés) ne diffèrent guère par leur triage et leurs caractéristiques granulométriques des sables fluviatiles actuels de la plaine deltaïque (lit apparent et bras secondaires) (cfr tableau XXII et 3e partie).

On constate qu'en moyenne la grossièreté de ces sables (médiane 0,2 à 0,3 mm) est légèrement supérieure à celle des sédiments littoraux actuels (estuaires, chenaux de marée, plages, cordons littoraux et grandes dunes littorales). L'indice d'hétérométrie varie peu, le plus souvent entre 0,3 et 0,35.

Les grès calcaires affleurant sous les sables rubéfiés ont, après décalcification, une granulométrie analogue à celle des sables dunaires dont ils constituent très probablement le matériau originel.

— Morphoscopie : Les sables des grandes dunes bordières littorales présentent un aspect morphoscopique en tout point semblable à celui des sables de plages du littoral actuel, c'est-à-dire une dominance de grains non usés avec quelques grains subémoussés.

Tableau XXII

GRANULOMÉTRIE ET TRIAGE DES FORMATIONS DUNAIRES DANS LA RÉGION MOROMBE ET DU BAS-MANGOKY

	Médiane (mm)	Hétérométrie (Hé)	Couleur
— Dunes anciennes rubéfiées (« Sables Roux » typiques)			
Ouest Tanandava (YM 145)	0,29	0,40	10 R—5/10
Village Ihotry (M 39)	0,30	0,30	2,5 YR—5/10
Nord Morombe (YM 207)	0,30	0,40	2,5 YR—5/8
— Dunes récentes, remaniées ou en voie de stabilisation, peu ou pas rubéfiées			
Ambondro (YM 2)	0,31	0,32	7,5 YR—7/8
Belambo (YM 6)	0,25	0,34	7,5 YR—7/8
Antetemena (MI)	0,30	0,47	7,5 YR—7/8
Ambondrokely (YM I)	0,27	0,36	5,0 YR—5/10
Ambalabe (M 32)	0,25	0,30	5,0 YR—6/8
Andranolava (M 36)	0,20	0,36	10 YR—8/6
Ouest Tanandava (YM 146)	0,25	0,28	5,0 YR—6/8
— Grès calcaires quaternaires, jaunâtres ou blanchâtres			
Ouest Morombe (MR 0)	0,23	0,44	
Nord Morombe (MR 2)	0,19	0,33	
Belambo (MR 4)	0,28	0,43	

Les sables du système stabilisé mais non rubéfié d'Ambondro sont constitués par des grains de quartz à forme assez irrégulière, mais présentant une usure des arêtes notable (grains subémoussés) au moins dans les dimensions voisines de 0,5 mm. Dans les fractions plus fines (0,3 mm) les grains non usés luisants dominent nettement.

Les sables des systèmes dunaires plus anciens et plus ou moins rubéfiés (« sables roux » et dunes orangées) sont caractérisés par des proportions très élevées (90 à 100%) de grains très émoussés, plus ou moins mats : l'usure est extrêmement marquée dans toutes les dimensions et les grains subanguleux sont rares et également dépolis. L'éolisation est bien marquée, mais la forme ronde n'est pas fréquente.

Ces sables des dunes les plus anciennes auraient donc subi une usure marine sans comparaison avec celle des sédiments littoraux actuels, bien qu'on observe encore des irrégularités de détail dans les formes des grains les plus fins. Par ailleurs, il ne semble pas que les actions éoliennes, qui sont très nettes, se soient exercées pendant une assez longue durée pour modifier sensiblement les formes acquises en milieu marin par un ancien stock fluviatile. La plupart des grains sont des émoussés typiques, avec une petite quantité d'ovoïdes ou de sphériques aux plus grandes tailles. On peut penser que ces sables ont d'abord été façonnés sur une grande plage ouverte, sans alimentation continentale directe, avant d'être remaniés en dunes.

Les grains de quartz des grès calcaires quaternaires provenant d'Antsaramanefitra et de Belambo présentent des caractères tout à fait analogues à ceux de ces sables rubéfiés (grès de plage à la base des dunes anciennes).

B. Du Mangoky à la Tsiribihina

Dans l'estuaire d'Andranopasy, sur la limite septentrionale du delta du Mangoky, affleurent des grès de plage blancs à nombreux débris coralliens. On retrouve des grès de plage semblables dans la région de Belo-sur-Mer, en arrière des mangroves littorales et à la base de dunes bordières anciennes de sables beiges et non consolidées.

Ces grès sont postérieurs à la carapace sableuse sur formations continentales pliocènes qui est attaquée par la mer en falaise sur certaines parties du rivage de ce secteur. Ils ont été considérés comme très récents sur la carte géologique au 1/100.000e [1]. Au sud de Belo-sur-Mer, des dunes jaunes non consolidées sont transgressives sur la carapace sableuse rubéfiée, mais limitées à la zone littorale et parallèles à la côte.

Des grès de plage analogues se retrouvent de part et d'autre de l'embouchure de la Maharivo, en particulier au Cap Ankarana et au nord de Marometinay.

Dans les environs de Morondava, on n'observe pas de dépôts marins récents. Au nord de la plaine deltaïque, une grande dune beige de sable beige non consolidée (Ambalamaty) marque le stationnement d'un ancien rivage et un stade d'arrêt dans la sédimentation fluviatile récente. Ensuite jusqu'au delta de la Tsiribihina, la côte est sablonneuse, basse, avec mangroves littorales étendues, en avant de la carapace sableuse sans abrupt marqué.

Au nord-ouest de la ville de Belo-sur-Tsiribihina, l'escarpement dans les formations

[1] A. de Vendegies (1955).

pliocènes (cfr ci-dessus) est probablement au moins en partie une falaise marine, tandis qu'au sud du fleuve, l'ancien rivage est marqué par d'anciens cordons sableux littoraux au contact de la carapace sableuse (sud-ouest du village Tsimafana).

Un gisement à huîtres affleure à l'altitude de +4 à 5 m environ à l'est de Belo, à la limite méridionale de la plaine du Bemarivo et au sud-ouest du village Bevoay, soit à plus de 20 km du front deltaïque actuel. Ces dépôts coquilliers peu consolidés ont été retrouvés par sondages plus à l'Ouest près du village de Belindo (ouest de Belo), entre les cotes −0,5 et +3,8 m, à faible distance de la falaise pliocène [1].

C. De la Tsiribihina au Cap Saint-André

Nous n'avons pas observé de dépôts marins quaternaires dans le delta du Manambolo, mais la falaise pliocène qui limite la plaine deltaïque au Nord, aux environs du village Masoarivo est probablement d'origine marine et est bordée d'anciens cordons littoraux sableux.

Au sud de Maintirano, à l'embouchure de la Demoka, près du village Manombo, on observe sous les dunes récentes des grès siliceux stratifiés à débris coquilliers Au nord de la ville, aux environs du village Ambozotany, en contrebas de la falaise pliocène, affleurent des grès dunaires type Tambohorano dont nous avons déjà parlé. Ces grès disparaissent en grande partie sous des dunes vives récentes qui fossilisent localement la falaise pliocène. Celle-ci s'estompe plus ou Nord jusqu'à l'embouchure de la rivière Manomba. Sur la rive sud de cet estuaire, en arrière de la mangrove, on observe une plate-forme à vasques profondes, dans des grès à stratifications entrecroisées, peu au-dessus du niveau des plus hautes mers actuelles. Un peu en amont et toujours sur la même rive, on peut voir le faciès classique des grès de Tambohorano (Karst à colonnes) enfouis sous des sables jaune-rouge dunaires.

Dans l'estuaire de la Manambaho, un peu en aval du village Ankatrafay, affleurent dans le lit actuel, à 1 m au-dessus du niveau des plus hautes mers, des grès coquilliers conglomératiques et mal cimentés, à graviers de quartz et galets de calcaire éocène perforés ou de grès ferrugineux. Les affleurements en tables de ces grès ont un pendage faible vers l'Ouest : ils correspondent à un ancien rivage enfoui sous des dunes vives récentes, lesquelles constituent le système non stabilisé d'Ankatrafay qui atteint l'altitude de 33 m. En amont d'Ankatrafay, des dunes anciennes rouge clair fossilisent des grès grossiers quartziques à stratification subhorizontale ou entrecroisée, avec cheminées caractéristiques de dissolution. C'est encore le faciès type Tambohorano. Ces grès contiennent des débris coquilliers seulement jusqu'au niveau des hautes eaux de la rivière, c'est-à-dire à +2 à 3 m au-dessus du niveau des hautes mers.

Entre Tambohorano et l'estuaire de la rivière Kingalahy en particulier aux environs du village Ankirijibe, le même système dunaire ancien rubéfié fossilise ces grès à altération caractéristique (gisements déjà cités précédemment) et qui sont peut-être postmiocènes [2]. Plus à l'Est, aux environs du village Mafaitsy, des sables blancs continentaux recouvrent des calcaires blancs fins qui rappellent le faciès miocène marin classique.

[1] B. Lemaire (1963 b).

[2] L. Tortochaux (1949, p. 20) signale d'ailleurs dans ces bancs gréseux des fossiles non identifiables et que « souvent, des dépôts et lumachelles du Pliocène, recouvrent les parties basses des affleurements ».

A l'ouest de Besalampy, la falaise marine entaillée dans les formations mio-pliocènes ne présente pas de niveau marin récent. En 1959, nous avions déjà observé par sondages, au centre de la plaine alluviale formée par les rivières Sambao et Maningoza, des couches à huîtres à environ +2 m au-dessus des hautes mers actuelles (environs du village Bevary). Des débris coquilliers récents avaient également été trouvés par sondages à l'ouest d'Ankaboka et d'Ambatobe dans la basse plaine de la Maningoza. En outre, au nord de la Sambao et de l'affluent Sambaokofa, des coussinets à huîtres subsistent, au lieu-dit Ambohijia, sur des calcaires fins miocènes, à +2 ou +3 m environ. En 1963, nous avons retrouvé l'emplacement de cet ancien rivage sur la bordure nord de la plaine : en plus des dépôts à huîtres, celui-ci est marqué par des sables de plage non consolidés, à faune abondante de lamellibranches actuels.

De plus, depuis 1961 la rivière Sambao a changé de lit en amont du village Ampanangana et coule plus au Sud. Ce nouveau cours à surcreusé les dépôts alluviaux récents et dans le nouveau chenal, au nord-ouest du village Tsianaloka, ont été dégagés de très importants gisements à huîtres fixés sur des grès très durs (pliocène). Ces gisements en champignons correspondent à une ancienne plate-forme littorale, à plus de 10 km du rivage actuel, dont l'altitude, compte tenu de l'argile gris clair qui les recouvre, ne dépasse guère 2 à 3 m.

Par sondages, nous avons également observé les coquilles de lamellibranches, dans la basse plaine de la Maningoza au nord du village Ambalatany, soit à plus de 15 km à vol d'oiseau du rivage alluvial actuel.

Sur le littoral plus au Nord, près du village Ambovombe, des grès de plage dans la zone intertidale, montrent une direction oblique par rapport au rivage actuel.

D. Du Cap Saint-André à Majunga

a *Environs de Soalala*

Le littoral même du Cap Saint-André n'a pas encore été prospecté d'une manière détaillée. Plus à l'Ouest, dans les environs de Soalala (baie de Baly), nous avons fait les observations suivantes :

— près du village Baly, à l'ouest de la baie, des dunes récentes beige clair recouvrent la carapace sableuse pliocène remaniée et très rubéfiée. Au lieu-dit Antranofotaka, des grès grossiers quartziques fortement consolidés, à fins débris coquilliers, de couleur jaunâtre à rouge saumon, affleurent dans la zone intertidale avec un pendage faible. Au niveau des hautes mers de vives eaux, on observe une plate-forme à lapiez assez déchiquetés et des chaos de blocs. Plus bas vient une plate-forme à dalles plus ou moins basculées et pinacles d'huîtres, terminée par un abrupt de basse mer dont la base s'ennoie dans les sables. Plus au Nord, ces grès disparaissent et la falaise marine est entaillée dans les calcaires miocènes (Cap Amparafaka);

— à l'est de la baie, au lieu-dit Ambatobe, près du village Taranta, des grès très riches en débris coquilliers affleurent sur la plage et forment des îlots reliés au rivage par des « tombolos » sableux recouverts aux hautes mers.

Les sédiments sablo-vaseux de la baie de Taranta sont très riches en test d'organismes en particulier de lamellibranches actuels (comme dans la baie des Assassins). La mangrove

littorale s'installe en partie sur ce « beach-rock » et ce dernier est localement recouvert par des sables dunaires jaune rougeâtre. A la pointe même de Soalala, on observe également des grès de plage en voie de démantèlement et riches en concrétions ferrugineuses provenant de l'érosion de la falaise pliocène.

b *Delta de la Mahavavy du Sud*

En 1918-1919, H. Perrier de la bathie a décrit des dépôts quaternaires dans le delta de la Mahavavy du Sud (région de Mintsinjo) en particulier à Antsoa et Antaboka, en amont du village Ambato [1]. Cités par de nombreux auteurs [2] ces gisements n'ont en fait jamais été retrouvés bien que les dépôts d'anciens rivages soient certains. Nous en avons nous-mêmes retrouvés non signalés jusqu'à présent. Cependant, on peut faire quelques réserves sur la situation en altitude de ces gisements anciennement connus, en particulier pour celui d'Antaboka situé par Perrier de la bathie à environ 30 m d'altitude. Le lieu-dit Antaboka n'est plus connu actuellement et en aval du village Ambato la Mahavavy a un lit très étroit dont l'altitude ne dépasse guère 5 à 6 m. Les reliefs proches (carapace sableuse sur éocène supérieur : Yprésien à Nummulites) atteignent au maximum 17 m. Sur les rives affleurent localement les calcaires éocènes.

La faune du gisement d'Antaboka, abondante, présente quatre espèces communes avec la faune des dépôts karimboliens de l'Extrême-Sud (espèces actuelles) : *Mactra lilacea*, *Bulla empula*, *Natica mariochiensis*, *Solen corneus* [3]. Une huître : *Ostrea forskali* est également notée par Perrier de la bathie qui l'a signalée également le premier à Nosy Makamba et dans la plaine de Marovoay (cfr plus loin *Ostrae* aff. *cuculata*). Les gisements d'huîtres signalés par plusieurs auteurs autour du lac Kinkony [4] n'ont pas non plus été retrouvés.

Sur la bordure interne du delta actuel, au sud de Namakia, près du village Marogidro, des dépôts de plage très riches en tests de lamellibranches actuels ont été mis à jour par des travaux de drainage, jusqu'à un mètre de profondeur. Leur altitude absolue ne dépasse guère 5 à 6 m. Des débris coquilliers ont été retrouvés par sondages plus à l'Ouest entre Benetsy et Antsaonjo et des anciens pinacles à huîtres subsistent à l'ouest du village Ambatomby.

Ces dépôts marquent un ancien rivage qui suivait la bordure méridionale du delta, le long de la carapace sableuse remaniée. Plus à l'Ouest, cet ancien rivage est encore marqué par des dunes anciennes non consolidées, et non rubéfiées (Anjiabo, alt. 17 m). A l'ouest du delta, en face du village Boeny, les travaux de drainage exécutés par la Compagnie sucrière de Namakia ont mis à jour des argiles à huîtres (altitude absolue : 4 à 5 m) [5].

Enfin à l'embouchure du bras de Namakia, obturé artificiellement, près du village Ampitsopitsoka, on peut observer de chaque côté de l'estuaire des grès de plage à stratifications régulières, assez grossiers (sables pliocènes remaniés), riches en débris coquilliers. Ces grès

[1] H. Perrier de la bathie (1921 a), pp. 205-219.
[2] L. Barrabe (1929), pp. 189-194, J. de Saint-Ours (1952), pp. 57-58, R. Battistini (1964 a), p. 87.
[3] H. Perrier de la bathie (1927) et R. Battistini (1964 a), pp. 581-584.
[4] Le lac Kinkony occupe une dépression monoclinale au sud de Mintsinjo. Cette dépression joue le rôle de cuvette de débordement pour les crues de la Mahavavy. Elle est occupée par un lac permanent, l'un des plus grands de Madagascar après le lac Alaotra et dont le niveau moyen se situe à l'altitude de 8 m.
[5] Des lambeaux analogues ont été signalés à l'affleurement dans la même zone (au village Ampananarirana) par L. Barrabe (1929), p. 191.

ont un pendage faible vers l'intérieur de l'estuaire au Sud. A l'ouest de celui-ci, ils forment un éperon sur le littoral actuel, la plus grande partie étant enfouie sous le cordon littoral actuel. A l'est de l'estuaire, ils constituent au niveau des hautes mers moyennes une plate-forme démantelée et la mangrove s'installe sur les dépôts vaseux en avant de cet ancien rivage très proche du littoral actuel. On doit noter également dans l'estuaire d'Andimaka la formation de grès coquilliers peu consolidés formés à partir de colonies d'huîtres en voie de démantèlement. Il s'agit là de formations très récentes.

c *Basse-Betsiboka*

Dans la basse vallée de la Betsiboka, sur les quatre gisements à huîtres signalés par H. Perrier de la bathie : Anjobajoba, Ambohimena, Madirokely et Amboboka [1], les trois premiers n'ont pas été retrouvés à proximité de ces villages. Le village d'Amboboka n'existe plus. Mais au sud d'Ankazomborona, subsiste un gisement important. C'est une lumachelle à huîtres peu consolidée dans des argiles gris clair à *Ostrea forskali* et *Ostrea aff. cucullata*. Ce gisement ne dépasse pas 10 m d'altitude et là encore, l'altitude de plus de 25 m donnée pour les autres gisements anciennement connus semble sujette à caution.

La présence de plages ou terrasses marines dans la baie de Bombetoka signalée par H. Besairie n'a pas été confirmée [2]. Selon cet auteur, qui s'appuie sur des observations faites dans la baie de Narinda et à Antonibe plus au Nord sur la côte, « il est incontestable qu'un mouvement positif des mers a atteint un niveau compris entre 20 et 30 m ».

On a reconnu récemment dans la vallée de la Betsiboka, des dépôts coquilliers quaternaires dans la région d'Ambato-Boeni, soit à près de 200 km de l'embouchure actuelle. Ces dépôts sont plaqués sur des marnes crétacées, sans extension latérale, mais ne dépassent pas la cote 7 m [3]. Dans l'Extrême-Nord-Ouest, d'après R. Battistini, les régions du Bas-Sambirano, de Nosy-Bé et de la péninsule d'Ampasindava sont caractérisées par l'absence de plages soulevées pleistocènes [4].

IV. LES DONNÉES DES SONDAGES

A. Région de Tuléar — Morombe

Dans la région de Tuléar, la zone côtière apparaît comme un bassin profond limité à l'Est par un système de failles (failles de Tuléar et de Befandriana — cfr fig. 2) [5]. Un forage de recherche d'eau effectué entre Miary et Tuléar, dans la partie amont du delta (Sondage TU

[1] H. Perrier de la bathie (1927).
[2] H. Besarie (1952), p. 55, en particulier près du village Amboanio.
[3] B. Lemaire (1963 a).
[4] R. Battistini (1959). Selon cet auteur, cette absence pourrait s'expliquer par une subsidence en avant de la grande faille du Bas-Sambirano. Dans la région de Diégo-Suarez, on retrouve deux récifs fossiles (A. Guilcher, 1956). Dans l'Extrême-Nord, R. Battistini (1964 b) a retrouvé trois séries dunaires analogues à celles de l'Extrême-Sud, mais il n'est pas possible de dater avec précision les récifs coralliens fossiles soulevés à différentes altitudes (6 à 25 m pour le plus ancien, 2 à 4 m pour le plus récent), probablement à la suite des manifestations volcaniques de la Montagne d'Ambre.
[5] P.L. Cliquet (1957).

1 *bis*) [1], a traversé 22 mètres de remblaiement alluvial fluviatile et jusqu'à 85 m de quaternaire continental (sables à bancs calcaires) au-dessus du Lutétien marneux. Un autre forage également exécuté par la Société des Pétroles de Madagascar (TJ 1 *bis*) dans la zone littorale [2] a traversé sur 153 m d'épaisseur, des sables, graviers et calcaires remaniés qui semblent également correspondre au remblaiement du Fiherenana, avec formations littorales. La coupe est la suivante :

0 à 39 m : Sables fins, devenant plus grossiers à la base, avec rares petites intercalations argileuses. Abondante faune subactuelle, nombreux débris organiques.

39 à 51 m : Formation à tendance récifale constituée de calcaires gréseux beiges remaniés, de calcaires coralligènes crayeux et tendres et de quelques niveaux de sables grossiers et argiles plastiques jaunes.

Vers 83 m sables grossiers et galets ou graviers de quartz, calcaire ou basalte. En l'absence de cuttings et de carottage électrique, le mur des alluvions a été fixé à 153 m, cote à partir de laquelle s'arrêtent les trépidations du corps de sonde. Au-delà de cette profondeur, marnes vertes glauconieuses (Eocène moyen : Lutétien).

Ce remblaiement pourrait donc être Plio-quaternaire. Au sud de Morombe (Andavadaoka) un sondage profond de la SPM a traversé 250 m de Quaternaire récifal au-dessus de l'Aquitano-Burdigalien, l'Oligocène et l'Éocène supérieur, ces séries étant inconnues en surface. Selon P.L. Cliquet, il existe là un bassin tertiaire récent, mais les épaisseurs rencontrées et la profondeur du Crétacé supérieur semblent indiquer qu'il n'y a pas une forte subsidence tertiaire dans cette région. L'activité de cette faille de Tuléar remonterait donc au moins au Crétacé.

Aux environs immédiats de Morombe, quatre sondages ont traversé le Quaternaire (sables et calcaires continentaux essentiellement) sur 20 m d'épaisseur en moyenne [3]. Dans un des sondages, on a trouvé du sable corallien entre 4,5 et 9,8 m de profondeur. On ne dispose d'aucun résultat de sondage profond dans le delta du Mangoky.

Selon R. Battistini (1964), une partie au moins du Quaternaire traversé dans le sondage d'Andavadaoka pourrait être l'équivalent des dépôts marins les plus anciens de l'Extrême-Sud (Tatsimien) avec l'hypothèse que ces derniers n'auraient pas été affectés par une subsidence récente. Les corrélations apparaissent cependant difficiles du fait que ces dépôts sont surtout définis par leur faciès et leur relation avec le système dunaire ancien rubéfié [4].

B. Région du Nord-Ouest

A notre connaissance, on ne dispose pas de résultats de sondages sur la côte ouest proprement dite.

Dans le delta de la Mahavavy du Sud, un sondage fait près de la Sucrerie de Namakia, à la demande des Travaux Publics, a traversé 25 m d'alluvions récentes, surtout argileuses,

[1] H. Besairie (1955).
[2] G. Braxmeyer et M. Dardenne (1957).
[3] H. Besairie (1955).
[4] Les dépôts quaternaires littoraux de l'Extrême-Sud n'ont révélé aucun mouvement tectonique appréciable. Seul le Tertiaire marin montre des traces d'une tectonique cassante sans doute assez ancienne. R. Battistini (1964 a).

avec un niveau coquillier à 8 m de profondeur [1]. L'épaisseur totale du remblaiement alluvial n'est pas connue.

Dans la plaine de Marovoay (Basse vallée de la Betsiboka), le sondage des Boboka a traversé 41 m d'alluvions au-dessus du Sédimentaire avec un niveau coquillier à —15 m [2].

Sur demande des Travaux Publics, cinq sondages ont été faits également par la SIF dans la plaine deltaïque du Bas-Sambirano. L'un de ces sondages près d'Ambanja, c'est-à-dire dans la partie interne du delta, a traversé 30 m d'alluvions récentes (sables et argiles). Dans le sondage n° 3, un niveau à débris coquilliers et coralliens a été observé entre 15 et 18 m, soit entre 0 et —3,5 m d'altitude absolue [3].

Enfin, dans le delta de la Mahavavy du Nord (Plaine d'Ambilobe) les travaux sismiques et les forages exécutés par la SPM ont montré un remblaiement d'environ 20 m dans la partie interne, d'environ 100 m en bordure du delta. Ce remblaiement a comblé d'anciens thalwegs fluviatiles dans des séries marneuses et marno-calcaires noirâtres (Dogger) comme le montre bien la carte des isobathes des alluvions, établie d'après l'étude sismique [4].

Le sondage profond exécuté en bordure de mer par la SPM a confirmé ces résultats. Nous avons examiné les échantillons de ce sondage : il s'agit de sédiments essentiellement continentaux, sables et graviers quartzeux peu usés, à glomérules ferrugineux en provenance de l'Isalo et du socle ancien. Ce caractère continental se maintient sur toute l'épaisseur du remblaiement (100 m) exception faite dans la partie supérieure où l'on observe des boues grises de mangrove et un niveau coquillier (bivalves actuels) vers 14 m de profondeur. Comme dans le delta du Fiherenana, celui du Sambirano, il s'agit là probablement d'un remblaiement plio-quaternaire.

En résumé, les quelques sondages réalisés dans la zone côtière occidentale malgache n'apportent pas beaucoup de renseignements très précis sur l'histoire du Quaternaire malgache. Cependant, étant donné le peu d'extension des formations littorales quaternaires en surface, il semble que ce soit surtout par la multiplication de ces sondages profonds qu'on puisse espérer faire avancer les connaissances sur cette période géologique récente du littoral actuel.

Les sondages réalisés dans l'Ouest ont donc confirmé l'importance du remblaiement fluviatile et fluvio-marin dans les basses vallées pliocènes et surtout postpliocènes. Ce remblaiement se poursuit d'ailleurs activement — et peut-être même s'accélère — à l'époque historique et de nos jours. L'exemple le plus frappant est celui de la basse vallée de la Betsiboka où la charge solide apportée par le fleuve comble rapidement la baie de Bombetoka ainsi que l'ont montré les levés hydrographiques : dans la fosse de Katsepe, le remblaiement récent a atteint plus de 40 m entre 1900 et 1950, plus de 10 m en 20 ans dans le nouveau port Schneider.

[1] Coupe du sondage communiquée par la Société Sondages, Injections et Forages (SIF) à Tananarive.

[2] P. Bussiere (1958).

[3] R. Battistini (1960 a), p. 223 et ss., avait pensé qu'il s'agissait d'un corail récent flandrien et avait avancé l'hypothèse d'une édification très rapide du delta du Sambirano. Une mesure d'âge absolu au Carbone 14 a montré qu'il s'agissait de dépôts beaucoup plus anciens plus de 50.000 ans (communication orale).

[4] Documents aimablement communiqués par SPM.

V. LA QUESTION DES TERRASSES FLUVIATILES

L'étude des terrasses anciennes, surtout si on peut les raccorder à des formations marines dans les bas cours, est très utile pour retracer l'histoire de la sédimentation continentale. Malheureusement, on ne dispose dans l'Ouest malgache que de résultats très fragmentaires dans ce domaine.

Dans la partie interne du delta du Fiherenana, nous avons signalé [1] une surface témoin d'alluvions anciennes près du village Marofatika. Celle-ci est constituée par des matériaux plus ou moins calcaires, hétérogènes, à stratifications entrecroisées et galets basaltiques, recouverts par des sables rubéfiés. Au sud de la plaine, près de Miary, on retrouve des dépôts analogues jusqu'à l'altitude de + 25 m. L'altitude relative de ces dépôts au-dessus des alluvions récentes ne dépasse guère 5 à 6 m. Il s'agit là d'un ancien cône alluvial du Fiherenana.

Nous avons montré par ailleurs et dans ce qui précède, que la bordure interne du delta du Mangoky était en grande partie constituée par les formations continentales pliocènes [2]. Si ces formations présentent assez fréquemment des faciès fluviatiles typiques, nous n'avons pas observé cependant de terrasses de remblaiement caractéristiques postérieures à ces formations dans la basse vallée et le delta. Dans cette région, comme dans la Basse-Tsiribihina, nous avons montré que les épandages de galets assez fréquents étaient d'origine colluviale — en provenance des formations pliocènes supérieures — et ne caractérisaient pas des terrasses. L'abondance locale de ces galets, à des altitudes très diverses au-dessus du thalweg actuel, a conduit à une multiplication exagérée des niveaux de terrasses, dont l'existence avancée par les travaux anciens n'a pu être confirmée [3]. Cependant, bien des études régionales restent à faire avant de pouvoir conclure définitivement à l'absence ou à la présence de terrasses fluviatiles dans les basses vallées de l'Ouest. Dans celles-ci, on observe assez fréquemment dans les formations encaissantes sédimentaires des replats d'érosion, fréquemment fossilisés par une carapace sableuse rubéfiée. Si dans certains cas on observe des matériaux allochtones, il s'agit le plus souvent de terrasses polygéniques pour lesquelles il est bien difficile de fixer une altitude relative [4]. Il semble bien que l'enfoncement du réseau hydrographique dans les basses vallées pendant une grande partie du Quaternaire n'ait pas été interrompu par des phases de remblaiement caractérisées et se soit produit d'une manière quasi continue.

Nous avons décrit dans le Moyen Mangoky, à la sortie du massif ancien, une terrasse de remblaiement caractéristique, dont le dépôt s'est fait alors que l'altitude du thalweg était peu différente de celle de la vallée actuelle [5]. La formation de cette terrasse ne peut être reliée ni à des variations eustatiques ni à des mouvements tectoniques. Nous avons émis l'hypothèse que le dépôt de ces alluvions anciennes dans la moyenne vallée du Mangoky, s'est fait lors d'une période climatique sèche, analogue ou identique à celle pendant laquelle se sont mises en place les séries dunaires très rubéfiées de la région côtière du Sud et du Sud-Ouest. Ce

[1] J. Hervieu (1958).
[2] J. Hervieu (1964).
[3] L. Barrabe (1929), pp. 129-193, distinguait des terrasses à + 20, + 70 m dans le Bas-Manambolo, et + 100 m dans le Haut-Manambolo; à + 8, + 20 et + 70-80 m sur la Basse-Manambaho; à + 20 m sur la Mahavavy du Sud; à + 30 m sur la Menavavy et l'Ikopa (affluents de la Betsiboka).
[4] Le caractère polygénique caractérise également les alluvions anciennes rubéfiées de l'Extrême-Sud (J. Hervieu 1959 b) qualifiées de « Haute Terrasse rubéfiée » par R. Battistini (1964).
[5] J. Hervieu (1964).

remblaiement d'origine climatique est, d'après nos observations, postérieur à la grande phase du creusement postpliocène. Il semble qu'on puisse le relier à des dépôts de remblaiement dans le réseau hydrographique secondaire et à des carapaces sableuses récentes (cycle morpho-climatique quaternaire assez récent).

Dans la région de Majunga, nous n'avons pas retrouvé la haute terrasse conglomératique signalée par H. Besairie à 45 m d'altitude et que cet auteur considère comme la limite supérieure du Pliocène dans cette région (cfr Coupes précédemment décrites) [1]. Là encore, il s'agit probablement de formations à galets détritiques antérieures à la grande régression qui a débuté le cycle quaternaire.

Dans la moyenne vallée du Kamoro, affluent de la Mahajamba capturé par la Betsiboka, on peut observer une terrasse de remblaiement discordante sur les terrains de l'Isalo. Il s'agit de conglomérats à galets de quartz et d'arènes micacées. Les terrains sédimentaires sont eux-mêmes entaillés par le thalweg actuel. L'altitude de ces alluvions anciennes est nettement inférieure à la carapace sableuse environnante qui correspond vraisemblablement à la surface « fini-tertiaire ». Ces alluvions sont donc également postpliocènes, mais l'origine du remblaiement n'a pu être élucidée (existence d'un seuil ou phase climatique).

VI. CONCLUSION

Il apparaît donc difficile de tirer de ces observations des conséquences très générales pour l'histoire de la sédimentation au Quaternaire. Une division chronologique basée uniquement sur les dépôts littoraux apparaîtrait prématurée par suite de l'absence de faciès caractéristiques, de faunes anciennes permettent une bonne datation, de la faible étendue des affleurements dans l'Ouest et le Nord-Ouest, et du nombre restreint des connaissances sur la structure profonde des basses plaines alluviales.

Un fait très important se dégage des observations morphologiques : l'existence ou tout du moins la première phase d'un grande régression marine à la fin du Pliocène, c'est-à-dire de la période des dépôts continentaux présumés tels. Il est incontestable que le réseau hydrographique lui doit au moins dans les bas cours de la zone sédimentaire, une grande part de sa physionomie actuelle. L'importance de cette régression est attestée par l'enfoncement du réseau hydrographique par rapport à la « surface » fini-tertiaire (cfr ci-dessus) et la prolongation théorique de cette surface loin au-delà du rivage actuel [2], par l'existence de vallées sous-marines, dont certaines très nettes en face les estuaires ou deltas des cours d'eau suivants : Betsiboka, Mahajamba, Tsiribihina, Morondava, Onilahy, et d'une barrière corallienne immergée dans le Nord-Ouest située à une distance de 10 à 60 km de la côte. Cette barrière se

[1] H. Besairie (1960), p. 91.

[2] La carapace sableuse sur formations pliocènes atteint 70 m d'altitude au Cap Tanjona, 60 m à Nosy Makamby (île située à 5 km du delta de la Mahavavy du Sud), 70 m en moyenne dans les environs de Majunga, 60 m à Besalampy, 70 m au nord du Manambolo (42 m au Cap Kimby), plus de 60 m dans les environs de Belo-sur-Tsiribihina. En attribuant à cette surface une pente moyenne de 2 à 3‰ analogue à celle qu'on peut estimer sur le continent actuel, on voit que le biseau sédimentaire pliocène pouvait déjà être distant de 20 à 35 km du rivage actuel sans changement du niveau marin. Or, le surcreusement des basses vallées atteste que ce niveau a varié.

rattache au continent à la pointe sud-ouest du Bobaomby (Extrême-Nord) et se prolonge jusque devant le Cap Saint-André et même au-delà (Banc de Pracel et îles Barren) [1].

Peu d'indices jusqu'ici dans les dépôts et la morphologie des basses vallées laissent supposer que cet enfoncement du réseau hydrographique se soit fait par paliers. Il est possible que les épandages des galets du Pliocène supérieur coïncident avec cette grande phase d'érosion régressive qui a débuté à Madagascar le cycle quaternaire. Sans faire appel à des conceptions catastrophiques, ces dépôts marquent une érosion violente car incontestablement, de par leur nature et leur volume, ils constituent une anomalie assez étonnante dans le contexte sédimentologique de la période quaternaire et même de la période pliocène.

Un autre fait important et pour ainsi dire symétrique du précédent, se dégage des observations sur les dépôts quaternaires : l'importance du remblaiement dans les basses vallées, remblaiement qui a atteint probablement sa cote maximale à l'époque historique et se poursuit actuellement, masquant ainsi les périodes de stabilité de l'alluvionnement ou de l'érosion dans les bas cours ci celles-ci ont eu lieu. Ce remblaiement nous dissimule en particulier l'existence éventuelle de régressions ultérieures à la grande phase de creusement post-pliocène.

Il faut donc concevoir une remontée du niveau de base marin — peut-être en plusieurs stades — jusqu'à une altitude légèrement supérieure au niveau marin actuel (1 à 2 m en moyenne sur les côtes ouvertes) [2].

Par ailleurs, les faciès et la situation des dépôts littoraux actuellement connus, lesquels contiennent des espèces malacologiques actuelles, ne permettent guère d'envisager avec certitude autre chose que l'existence d'un stationnement marin récent à une altitude ne dépassant guère quelques mètres au-dessus du niveau des hautes mers actuelles. Les différences d'altitude observées entre les dépôts récents dans l'Ouest, en particulier dans la basse Tsiribihina, la plaine de Besalampy, la Basse-Betsiboka, peuvent être dues en partie à des marnages importants à l'intérieur de grandes baies dont la forme et surtout le degré d'envasement étaient probablement différents. Le débit fluvial varie d'un cours d'eau à l'autre et peut-être même a-t-il changé depuis, ces variations pouvant avoir une influence sur l'amplitude des marées en un point donné. En outre, ce sont les huîtres qui caractérisent souvent dans l'Ouest et le Nord-Ouest les dépôts les plus élevés (plaine du Bemarivo, plaine de Marovoay). Or, ces organismes s'adaptent à un milieu estuarien et ne sont pas des espèces spécifiquement littorales.

Pour expliquer l'absence de dépôts marins littoraux ou leur différence d'altitude dans l'Ouest et le Nord-Ouest, on peut invoquer l'action de mouvements tectoniques [3]. Dans certains secteurs comme à Tuléar ou dans le Bas-Sambirano, les rejets de failles sont encore

[1] A. GUILCHER (1958), p. 104.

[2] La répartition des récifs émergés confirme pour une grande part ce point de vue. Ainsi, A. GUILCHER (1958, p. 113) écrit : « On voit donc en définitive, que des récifs émergés d'une dizaine de mètres ou davantage ne sont connus avec certitude à Madagascar que dans l'Extrême-Nord, de part et d'autre du Cap d'Ambre. Par contre, sur de nombreuses côtes de Madagascar et dans les îles du Canal de Mozambique, on observe beaucoup de récifs émergés très légèrement (0,5 à 1 m) qui doivent pouvoir s'expliquer, pensons-nous, par une petite baisse du niveau marin postérieur au maximum postglaciaire. »

[3] C'est ce phénomène que suppose R. BATTISTINI (1964 a), p. 91, pour expliquer les différences entre Extrême-Sud de l'Ile et côte ouest : « Dès maintenant, écrit cet auteur, on peut affirmer qu'il serait absolument illusoire d'espérer classer les plages soulevées des côtes malgaches uniquement en fonction de leur altitude absolue. En réalité, tout se passe comme si la côte malgache avait subi des déformations plus ou moins importantes selon les secteurs et dans le sens soit d'un soulèvement, soit d'une subsidence au cours du Pleistocène. »

visibles en surface ou décelés par sismique. Mais les preuves du maintien de ces phénomènes jusqu'à l'époque actuelle ne sont pas nettement établies, sans que leur action soit exclue [1].

Ainsi, des études gravimétriques de la SPM ont montré que dans le Bassin de Majunga, des phénomènes de subsidence ont affecté en permanence les terrains sédimentaires profonds avec formations de fossés tectoniques (en particulier fosse de Mintsinjo et zone subsidente précontinentale au nord-ouest de Majunga). La question reste posée de savoir si ces phénomènes de subsidence ont affecté également les terrains tertiaires et quaternaires, les moyens de prospection et la stratigraphie ne permettant pas de déceler de façon sûre des anomalies gravimétriques au-delà du Crétacé supérieur. Certaines zones de flexure sont peu éloignées du rivage actuel, en particulier entre la Betsiboka et la Mahajamba [2].

Par ailleurs, un fait semble se dégager des différences d'altitude observées pour les dépôts quaternaires sur la côte occidentale : en moyenne, l'altitude de ces dépôts quaternaires récents semble augmenter lorsqu'on va du Sud-Ouest vers le Nord-Ouest et passe de 1 à 2 m au sud de Morombe, à +8 à 10 m dans la plaine de Marovoay [3], davantage dans l'Extrême-Nord.

Ainsi, l'ingression récente de la mer aurait été maximale dans le Nord-Ouest malgache, là précisément où l'érosion et le creusement postpliocènes des basses vallées semble avoir été le plus important. Bien que les traces de déformation dans les terrains pliocènes soient très rarement observées et mineures, on ne peut s'empêcher d'évoquer, dans le cas des bassins sédimentaires malgaches, l'hypothèse de la « flexure continentale » défendue en Europe et en Afrique du Nord par J. Bourcart et G. Jessen [4], cette flexure pouvant se déplacer vers l'intérieur ou vers le large. Ainsi, la présence dans le Nord-Ouest malgache de falaises littorales ou postlittorales mieux développées que sur la côte ouest, l'existence d'un relief continental mieux conservé sur la plate-forme littorale, impliqueraient une surrection récente de plus grande amplitude et expliquerait l'altitude en moyenne plus élevée des dépôts littoraux dans ce secteur. Toujours selon cette hypothèse, ce mouvement aurait été accompagné d'une migration de la flexure vers l'aval, entraînant un approfondissement des basses vallées et par conséquent un remblaiement moins avancé de celles-ci à l'époque actuelle. Avant cette période, la pente du continent était plus faible, le point d'inflexion plus éloigné du littoral actuel et par suite la longueur de la partie immergée des basses vallées plus importante (cfr fig. 34).

Cette hypothèse est très séduisante dans la mesure où il sera possible de la relier à des phénomènes de subsidence récents dans les zones correspondantes et dont nous avons envisagé l'existence ci-dessus. Pour l'étayer, l'étude des remblaiements récents par sondages profonds dans les grands deltas devrait permettre d'établir l'existence de séries cycliques de remplissage, avec passage de sédiments fluviatiles grossiers à des sédiments fluvio-marins plus fins, séries caractéristiques des bassins de subsidence. Comme nous l'avons vu, les résultats des sondages connus à ce jour sont encore trop peu nombreux pour pouvoir conclure en ce sens.

A notre avis, les preuves sûres d'un stationnement marin, plus ancien que celui correspondant au niveau maximal des dépôts coquilliers récents, à une altitude analogue ou

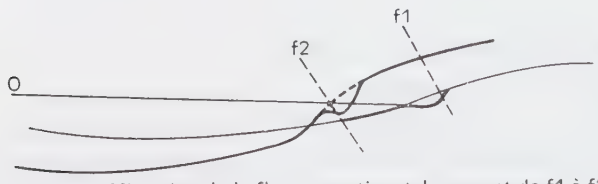
[1] J. de Saint-Ours (1964), considère les réseaux de failles, détectés par la photogéologie dans le Sud (entre l'Onilahy et le Mandrare), comme « contemporains » et correspondant au rejeu actuel des grandes fractures du socle.

[2] Communication orale de M. Guerin-Villeaubreil à la Semaine Géologique de Tananarive 1965.

[3] Exception faite pour le gisement d'Antaboka dans la Basse-Mahavavy du Sud, non retrouvé, et dont l'altitude de 30 m n'a pu être confirmée.

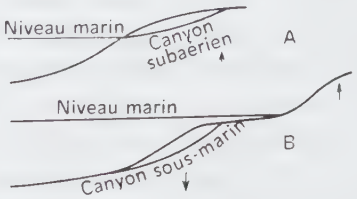
[4] Cfr en particulier J. Bourcart (1952), p. 173, p. 253 et ss.

nettement supérieure, restent à apporter [1]. R. BATTISTINI reconnaît d'ailleurs que, dans l'état actuel des connaissances, il est impossible d'établir des corrélations entre le Quaternaire marin du Bassin de Majunga et celui de l'Extrême-Sud [1]. Nos observations personnelles dans l'Ouest ne peuvent que confirmer ce fait.



Migration de la flexure continentale passant de f1 à f2 à la suite d'une tuméfaction du continent ou de f2 à f1 en cas d'un aplatissement.

D'après J. Bourcart



Raidissement du profil d'un canyon par jeu supposé d'une flexure continentale.

D'après A. Guilcher

Figure 29

Modifications dans la zone littorale par flexure continentale

De plus, certaines corrélations faites par R. BATTISTINI entre l'Extrême-Sud et la côte ouest, nous semblent devoir être précisées [2]. En particulier, dans la zone de transition située entre ces deux secteurs, c'est-à-dire entre Tuléar et le Bas-Mangoky, il semble que de nombreux dépôts soient très récents (beach-rock) ou tout au plus flandriens, et sans liaison comme nous l'avons déjà souligné avec les dunes anciennes encroûtées. Ces dunes anciennes, rattachées par le même auteur à la transgression karimbolienne, peuvent avoir été décapées par le vent de leur couverture de sables rubéfiés et être par conséquent plus anciennes.

En résumé, quelle que soit la valeur chronologique accordée aux différents dépôts marins quaternaires de l'Ouest malgache, il semble bien que dans ce secteur, après la grande régression postpliocène, ait débuté une période d'érosion et de sédimentation détritique — avec de courts épisodes marins : niveaux coquilliers dans les sondages — qui s'est poursuivie d'une manière quasi continue jusqu'à l'époque actuelle. En fait, ce régime de sédimentation avait déjà commencé au Pliocène, peut-être d'une manière plus active, comme en témoignent les faciès du Pliocène supérieur.

[1] L'étude détaillée de la région de Tambohorano permettrait peut-être d'éclairer cette question. En effet, les grès calcaires de cette localité, comme ceux d'ailleurs de la Pointe Antsaramanefitra au sud du delta de Mangoky, présentent certaines analogies de faciès avec les dépôts décrits par R. BATTISTINI dans l'Extrême-Sud sous le nom de Tatsimien et sont comme eux recouverts par des systèmes dunaires fortement rubéfiés en surface.

[2] R. BATTISTINI (1964 a), p. 85.

TROISIÈME PARTIE

LES MILIEUX DE SÉDIMENTATION

FORMES D'ACCUMULATION
SÉDIMENTS CARACTÉRISTIQUES
SOLS ALLUVIAUX

INTRODUCTION : MÉTHODES ET CLASSIFICATION

Nous avons déjà souligné l'importance du milieu, de l'environnement, pour l'étude des dépôts récents. Les composantes de cet environnement (topographie, drainage, salure, végétation ..) sont à l'origine d'un « faciès » sédimentaire ou pédologique, même si pour l'observateur, le temps a été trop court, à l'échelle géologique, pour apporter dans les matériaux déposés des transformations profondes.

Nous distinguerons les milieux de sédimentation suivants :

— le lit apparent et ses abords (levées alluviales);

— la plaine d'inondation ou lit majeur [1] des basses vallées et des plaines de niveau de base.

Ce milieu comprend lui-même trois subdivisions fondamentales :

— les terrasses inondables et les surfaces d'épandage;

— les cuvettes de débordement, les zones de concentration temporaire et les dépressions marginales;

— les surfaces de décantation sur dépôts fluvio-marins subactuels ou quaternaires [2];

— le milieu fluvio-marin (mangroves et zones intermédiaires);

— le précontinent.

Dans ce qui suit, à propos des caractéristiques des différents sédiments, nous ferons la synthèse de nos observations régionales et des résultats d'analyses en notre possession. En ce qui concerne le calibre de la plus grande masse des matériaux transportés, la statistique des médianes, en particulier pour les dépôts sableux, apporte des résultats intéressants.

Le classement de ces sédiments sableux peut être évalué à l'aide de différents indices. Pour synthétiser les résultats, nous n'avons retenu que l'indice d'hétérométrie de A. CAILLEUX.

Cet indice est la plus petite valeur du rapport $25\ \Delta m/\Delta\varphi$ mesuré à l'aide d'une échelle arithmétique dite échelle des φ telle que $\varphi = -\log 2d$ (d = dimension des grains en mm). C'est encore l'inverse de la pente de la partie la plus redressée de la courbe dans un intervalle de 25% [3].

Nous nous sommes efforcés de prélever sur le terrain des sédiments caractéristiques et déposés dans des conditions hydrodynamiques assez homogènes. Il faut souligner cependant que les horizons de « sols alluviaux » tels qu'ils sont définis morphologiquement, correspondent souvent à des sédiments très polydispersés.

[1] Le terme de lit majeur n'a pas ici de signification morphologique précise, car l'extension des inondations fluviales est très variable d'une année à l'autre et fonction de l'importance des crues.

[2] Étant donné les caractères hérités de cet environnement en particulier du point de vue drainage et salinité, nous avons reporté son étude après celle du milieu fluvio-marin.

[3] A. CAILLEUX et J. TRICART (1959), tome I, pp. 151-156.

Les résultats des analyses ont été rapportés à la granulométrie totale du sédiment. Les courbes représentatives ont été tracées en portant en ordonnée les pourcentages pondéraux cumulés et en abscisse le logarithme de la dimension des particules.

A. Riviere a montré [1] que la granulométrie des sédiments meubles et fins, en excluant le cas de mélanges brusques de stocks d'origine et d'évolution différentes, est souvent représentable par une ou plusieurs fonctions de la forme $y = a\,x^N + b$, et que la valeur $n = N - I$ pouvait être prise comme « indice d'évolution ». Étendant cette notion, le même auteur a montré que cette valeur n est précisément la pente de la courbe de fréquence normale construite en coordonnées bilogarithmiques [2], courbe construite à partir des résultats de l'analyse ou par construction graphique à partir de la courbe cumulative semi-logarithmique.

D'après la forme des courbes cumulatives et les différentes valeurs de l'indice d'évolution n, lequel représente un critère de l'intensité des actions de ségrégation s'étant exercées sur le matériel sédimentaire, A. Riviere distingue les faciès granulométriques suivants :

— sédiments éluviaux mal triés (granulométrie linéaire en coordonnées arithmétiques) avec n voisin de 0 : faciès dit « linéaire »;

— sédiments en cours d'évolution par transport dans un courant et déposé par excès de charge (courbes cumulatives semi-logarithmiques concaves vers le haut), avec n compris entre 0 et -1 : faciès dit « parabolique ».

— sédiments très évolués par transport dans un courant et déposés par excès de charge (courbes cumulatives semi-logarithmiques se rapprochant d'une droite) avec $n = -1$: faciès dit « logarithmique ».

— sédiments très évolués, déposés par décantation (courbes cumulatives semi-logarithmiques bombées vers le haut) avec n inférieur à -1 : faciès dit « hyperbolique ».

CLASSIFICATION DES SOLS ALLUVIAUX

Toute classification pédologique dite génétique doit tenir compte des processus de formation et d'évolution, mais elle doit cependant rester une classification des sols eux-mêmes [3].

Dans le cas particulier des sols développés sur matériaux d'origine alluviale, il faut souligner cependant les nombreuses nuances dans le degré d'évolution des matériaux récents d'une part, l'importance de phénomènes d'évolution particuliers comme l'hydromorphie (ou hydrogenèse) et l'halomorphie (ou halogenèse) d'autre part. Ainsi que le remarque G. Aubert [3], ces deux types de processus ne sont pas vraiment transitoires comme il a été dit parfois, mais beaucoup plus rapides que d'autres processus fondamentaux, comme par exemple le mode d'altération climatique ou l'influence du type et la répartition de la matière organique dans un profil.

Selon les principes de la classification pédologique mise au point par l'École française [4],

[1] A. Riviere (1952 a), (1952 b), (1953).
[2] A. Riviere (1960).
[3] G. Aubert (1963), pp. 2-3.
[4] G. Aubert et P. Duchaufour (1956), G. Aubert (1963), G. Aubert (1964), P. Duchaufour (1965), G. Aubert et P. Segalen (1965).

nous avons distingué dans les sols alluviaux cinq classes et sept sous-classes liées au degré d'évolution et au développement du profil ou à la prépondérance d'action d'un phénomène fondamental.

Les groupes sont définis par des caractères morphologiques du profil liés à ces processus d'évolution. L'intensité variable d'un même processus ou la manifestation d'un processus secondaire différencie les sous-groupes. Les « faciès » correspondent à des stades d'évolution intermédiaires ou à des tendances évolutives encore peu prononcées. Dans le cas des sols alluviaux, ces faciès sont liés aux conditions morphoclimatiques dans le site du dépôt et dans le bassin versant d'où viennent les apports.

I. CLASSE DES SOLS MINÉRAUX BRUTS

Profil (A) C—Pas d'horizon humifère différencié.

1.2. Sous-classe des SOLS MINÉRAUX BRUTS d'origine non climatique.
Pédoclimat ni très sec, ni très froid toute l'année, permettant l'évolution du sol.

1.2.3. *Groupe des sols bruts d'apport.*
Sols évoluant sur des matériaux encore en formation par alluvionnement.

1.2.3. A Sous-groupe fluviatile.
Profils décrits dans le texte de la 3e Partie
Chapitre I : A 1-2-3-4-5-6-7-8
Chapitre II/2 : A 26

II. CLASSE DES SOLS PEU ÉVOLUÉS

Profil A C—Horizon humifère plus ou moins développé. Lorsque cet horizon est important, ces sols tendent vers les sols iso-humiques à complexe saturé.

2.1. Sous-classe des SOLS PEU ÉVOLUÉS d'origine non climatique.

2.1.1. *Groupe des sols peu évolués d'apport.*

2.1.1. A Sous-groupe modal.
a) Faciès à réaction neutre ou modérément alcaline.
Chapitre I : A 9-10-11
Chapitre II/1 : A 12-13-14
b) Faciès à réaction acide.
Chapitre II/1 : A 15-16-17
Chapitre II/2 : A 27
c) Faciès carbonaté.
Chapitre II/1 : A 18-19

III. CLASSE DES VERTISOLS

Sols à profil A (B) C ou A (B) G C, à micro-relief accentué (crevasses, effondrements, relief « gilgaï »), à structure polyédrique ou prismatique large au moins en B, fréquemment argileux et à dominance d'argiles gonflantes, de couleur en général foncée relativement à la teneur en matière organique [1].

[1] Dans la classification française cette classe a été créée à l'imitation de la classification américaine (1960), l'étymologie du terme (verto : je tourne) étant liée aux mouvements internes qui se produisent dans ces sols par suite des argiles gonflantes et des conditions locales.

3.1. Sous-classe des VERTISOLS ET PARAVERTISOLS TOPO-LITHOMORPHES (à drainage externe nul ou limité).

3.1.1. *Groupe grumosolique* (Horizon de surface à structure fine sur au moins 20 cm d'épaisseur).

3.1.1. A Sous-groupe à caractères de salure [1]
Chapitre II/2 : A 49

3.1.2. *Groupe non grumosolique* (largement structuré)

3.1.2. A Sous-groupe à caractères de salure [1]
Chapitre II/2 : A 50-51
Chapitre III/2 : A 59
Chapitre IV : A 63-64

3.1.2. B Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates
Chapitre IV : A 65

IV. CLASSE DES SOLS HALOMORPHES

Sols caractérisés soit par la présence de sels solubles dont les teneurs élevées provoquent une importante modification de la végétation [2], soit par la richesse du complexe absorbant en ions susceptibles de provoquer la dispersion de l'argile (Na ou Mg).

4.1. Sous-classe des SOLS HALOMORPHES A STRUCTURE NON DÉGRADÉE.

4.1.1. *Groupe des sols salins.*
Sols à hydromorphie de nappe : oscillations importantes de la nappe ou dépôts récents.

4.1.1. A Sous-groupe modal.
Chapitre II/1 : A 20
Chapitre II/2 : A 28-29

4.1.1. B Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates.
Chapitre II/2 : A 30-31-32

4.2. Sous-classe des SOLS HALOMORPHES A STRUCTURE DÉGRADÉE.

4.2.1. *Groupe des sols salés à alcalis.*

4.2.1. A Sous-groupe à structure poudreuse et faibles oscillations de la nappe (à Gley profond).
Chapitre II/2 : A 33
Chapitre III/2 : A 57-58

4.2.1. B Sous-groupe à structure poudreuse et fortes oscillations de la nappe.
Chapitre II/1 : A 21-22

4.2.1. C Sous-groupe peu salé au moins en surface.
a) Faciès à tendance vertique.
Chapitre II/I : A 23-24

4.2.1. D Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates.
Chapitre II/1 : A 25

V. CLASSE DES SOLS HYDROMORPHES

Sols à évolution dominée par les effets d'un excès d'eau.

5.1. Sous-classe des SOLS HYDROMORPHES MINÉRAUX (OU PEU HUMIFÈRES).
Engorgement temporaire d'ensemble ou permanent de profondeur.

[1] Caractères n'ayant pas pour conséquence une végétation halophile très spécifique.
[2] Au moins 0,5 millimho à 25 °C pour la conductivité de l'extrait salin au 1/10, ou 4 millimhos pour l'extrait de pâte saturée (cfr fig. 5).

5.1.1. *Groupe des sols hydromorphes minéraux à pseudo-gley ou tachetés.*

5.1.1. A Sous-groupe peu ou pas salé.
a) Faciès à réaction neutre ou alcaline.
Chapitre II/2 : A 34
b) Faciès à réaction acide.
Chapitre II/2 : A 35

5.1.1. B Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates
Chapitre II/2 : A 36

5.1.2. *Groupe des sols hydromorphes minéraux à Gley..*

5.1.2. A Sous-groupe peu ou pas salé.
Chapitre II/2 : A 37-38

5.1.2. B Sous-groupe salé.
Chapitre II/2 : A 39-40
Chapitre III/1 : A 52-53
Chapitre III/2 : A 55-56

5.1.2. C Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates.
Chapitre II/2 A 41-42
Chapitre IV : A 60

5.2. Sous-classe des SOLS HYDROMORPHES MOYENNEMENT ORGANIQUES.
Engorgement d'ensemble quasi permanent.

5.2.1. *Groupe des sols humiques à Gley* (*sols marécageux*)
Végétation généralement caractéristique.

5.2.1. A Sous-groupe peu ou pas salé.
Chapitre II/2 : A 43

5.2.1. B Sous-groupe salé
Chapitre II/2 : A 44-45-46

5.2.1. C Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates.
Chapitre II/2 : A 47-48
Chapitre IV : A 61-62

CHAPITRE IX

LE LIT APPARENT ET SES ABORDS

D'une manière générale, on peut dire que dans le massif ancien malgache, le lit apparent des rivières occupe la totalité du fond du thalweg, exception faite pour les biefs de remblaiement (plaines de niveaux de base locaux) où la zonation transversale des alluvions est plus complexe et plus hétérogène.

En conséquence, la sédimentation du lit dans les hauts cours dépendra plus ou moins directement du tracé « structural » de la rivière avec une fréquence maximale des dépôts sur les rives convexes.

Si le fond du thalweg s'élargit suffisamment pour que le chenal d'étiage en saison sèche puisse y prendre un tracé qui ne dépend plus seulement des versants de la vallée, mais également des dépôts de crues, on observe une succession alternée plus ou moins régulière de bancs sableux, lesquels sont souvent érodés latéralement par le chenal principal d'étiage ou les chenaux secondaires.

Dans la zone sédimentaire, le lit apparent des grands cours d'eau dépasse le plus souvent plusieurs centaines de mètres et atteint parfois plusieurs kilomètres de largeur. Certains dépôts sableux peuvent se trouver isolés par des ramifications du chenal d'étiage.

Sables, et à un degré moindre graviers, constituent l'essentiel des dépôts de lit (aussi bien le fond du lit que les dépôts de rives convexes) dans les hauts cours du massif cristallin. Les galets sont surtout abondants en aval immédiat des chutes et des seuils rocheux.

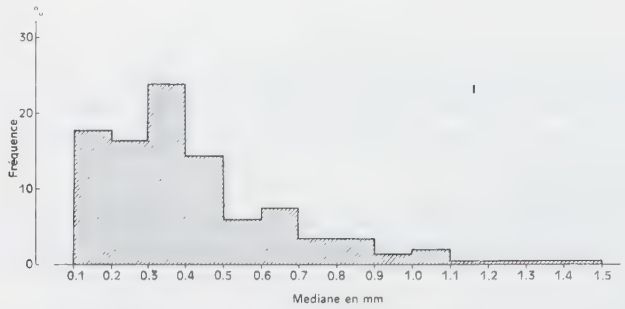
Dans les basses vallées de la zone sédimentaire, les galets sont rares : leur taille n'excède guère le plus souvent 1 à 3 cm de diamètre et ils disparaissent rapidement en aval du massif ancien. Au-delà de quelques kilomètres de la sortie du socle, la présence de galets de quartz, souvent très émoussés, essentiellement quartzeux, plus rarement schisteux ou gréseux, doit être imputée en principe au remaniement d'alluvions anciennes ou de conglomérats des séries sédimentaires, en particulier de l'Isalo.

I. LES BANCS DE LIT

1 Morphologie

Les sédiments de lit sont en majorité constitués par des sables. Graviers et gravillons, fréquents dans les dépôts fluviatiles du massif ancien, subsistent à des distances variables dans les vallées du Sédimentaire, mais seulement sur le fond du chenal d'étiage.

La plus grande partie des dépôts se présente sous forme de bancs mis en place lors des crues importantes, et subissant des modifications secondaires lors des décrues. Sur ces bancs, on observe des rides de courant souvent très nettes, dissymétriques, avec une pente d'écoulement du sable vers l'aval atteignant en moyenne 30 à 40 cm de dénivelée. Ces rides sont elles-mêmes groupées en systèmes de vagues paraboliques très évasées. La largeur de chaque vague est très variable : 10 à 100 m en moyenne, et tend à augmenter quand la profondeur et la largeur du lit apparent diminuent.



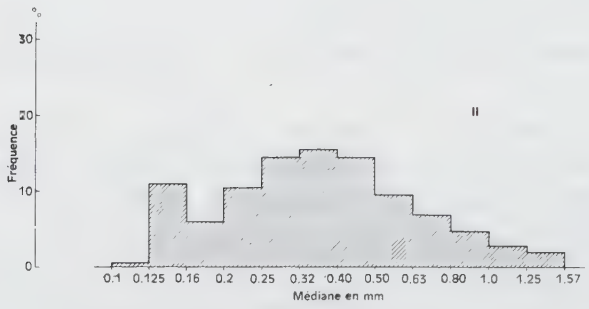


Figure 30

Grossièreté des sables de rivières sur le versant occidental malgache

I échelle arithmétique

II échelle logarithmique

Sur les grands fleuves, en aval des ruptures de pente et plus particulièrement à la sortie du massif ancien, les bancs de crue peuvent atteindre 2 à 2,50 m de hauteur au-dessus du niveau des plus basses eaux, surtout dans les portions de vallée resserrées ou en gorges. Dans les plaines deltaïques ou de niveau de base, la hauteur des bancs de lit est le plus souvent de l'ordre du mètre ou inférieure.

Ces dépôts présentent une stratification oblique et entrecroisée curviligne typique dont chaque unité ne dépasse guère en moyenne 10 à 20 cm d'épaisseur, de longueur variable, mais en général inférieure à 1 m.

Comme nous l'avons vu précédemment, dans la zone sédimentaire les affluents des grands cours d'eau se distinguent de ceux-ci par un régime saisonnier très marqué, avec en saison sèche un débit d'étiage très faible à nul. Cependant, si leur bassin versant est assez étendu, ces affluents peuvent constituer dans la zone de confluence d'importants cônes allu-

viaux (deltas de confluence) dus aux divagations successives latérales de leur lit apparent. Le chenal d'étiage du fleuve principal est alors repoussé contre la rive opposée.

Dans le lit apparent des cours d'eau du versant occidental, malgré la grande prédominance des sédiments sableux, il peut se déposer des sédiments fins : il s'agit de mouilles ou de chenaux secondaires en régression, où se font en fin de décrue des dépôts argileux à argilo-limoneux, sous une faible épaisseur d'eau, par suite du ralentissement brutal de la vitesse du courant au-dessus des bancs sableux. Ces dépôts fins, qui se crevassent facilement en polygones en saison sèche, excèdent rarement 10 à 20 cm d'épaisseur, et sont fréquemment emportés ou recouverts par les premières crues de l'année suivante.

2 Granulométrie des sables de lit — Indices numériques

A. Grossièreté

Nous avons établi l'histogramme des médianes pour 150 échantillons prélevés dans les cours d'eau du versant occidental (fig. 30).

Si les classes retenues sont arithmétiques (graph. I), l'histogramme présente un maximum entre 0,3 et 0,4 mm, mais il est fortement dissymétrique et trop condensé. Avec des classes logarithmiques (graph. II), l'histogramme prend la forme d'une courbe en cloche un peu dissymétrique vers les grandes tailles, ceci en faisant abstraction d'un maximum secondaire assez nettement différencié entre 0,125 et 0,16 mm.

Ce maximum secondaire est dû essentiellement à des échantillons prélevés dans les estuaires ou dans les cours tout à fait inférieurs à pente faible de rivières sous-adaptées (en particulier la Betsiboka et la Sambao). Si tous les sables estuariens n'appartiennent pas en dimensions à cet ordre de grandeur, en revanche on peut dire que dans la quasi-totalité des cas, cette catégorie dimensionnelle (en ce qui concerne les bancs de lit) caractérise des sables prélevés dans ce milieu.

On voit encore, d'après cet histogramme, qu'environ 45% des sables de lit ont une médiane comprise entre 0,25 et 0,50 mm. Cette grossièreté caractérise non seulement la majorité des bancs de lit, mais aussi plus particulièrement ceux des basses vallées sédimentaires, où la sédimentation sableuse continentale atteint son développement maximal. Plus de 60% des sédiments ont une médiane comprise entre 0,2 et 0,63 mm. La dissymétrie de l'histogramme vers les grandes tailles est essentiellement due à l'abondance des sables grossiers dans les hauts cours et à l'aval immédiat du massif ancien.

B. Triage

Nous avons établi, pour les mêmes échantillons, l'histogramme des indices d'hétérométrie (fig. 31).

Le graphique I concerne l'ensemble des échantillons analysés. Dans le graphique II, nous avons exclu les sables estuariens et assimilés. D'après ces histogrammes, on voit que dans le premier cas, l'hétérométrie varie autour de 0,35, dans le second cas autour de 0,40.

Dans les deux cas, 50% des valeurs sont comprises entre 0,25 et 0,50, environ 90% des valeurs entre 0,2 et 0,6.

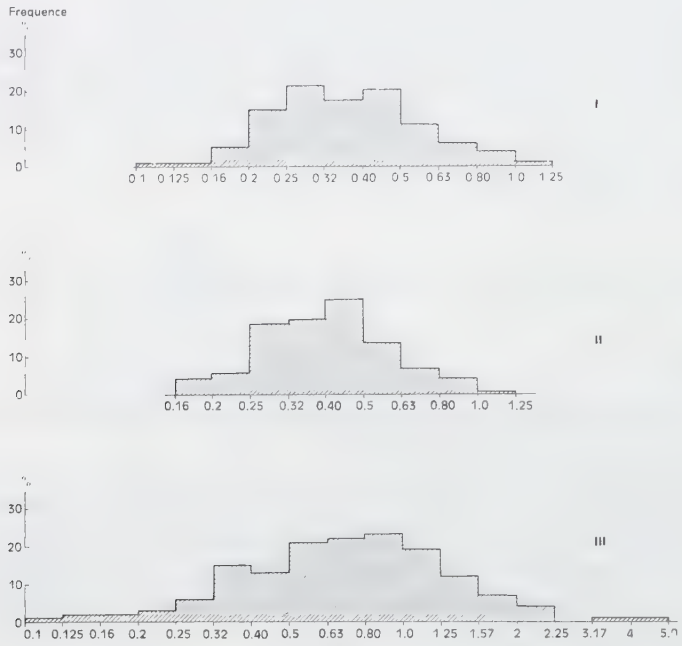


Figure 31

Indices d'hétérométrie He des sables de rivières sur le versant occidental malgache (bancs de lit)

I - Sables fluviatiles et fluvio-marins

II - Haut cours et basses vallées (sables estuariens exclus)

III - Indices de sables de rivière (d'après A. Cailleux et J. Tricart)

Dans la même figure, nous avons fait figurer l'histogramme des indices d'hétérométrie de sables de rivière établi par A. Cailleux et J. Tricart [1]. Selon cet histogramme, les dépôts de rivière ont une hétérométrie qui varie autour de 0,71 et les trois quarts des valeurs sont comprises entre 0,4 et 1,0. Les résultats utilisés par ces auteurs proviennent de régions variées du globe. Nous pensons que la différence avec les sédiments sableux du versant occidental malgache tient à plusieurs causes :

— l'intensité des phénomènes de désagrégation et d'altération dans le socle cristallin malgache;

— l'important brassage qui prépare le matériel fluviatile dans les profils très irréguliers du massif ancien;

— le classement déjà assez prononcé des matériaux gréseux des séries sédimentaires;

— enfin le triage des sables de lit est favorisé dans les longues vallées sédimentaires à profil déjà fortement régularisé par le régime saisonnier des crues.

[1] A. Cailleux et J. Tricart (1959), t. I, p. 177 figure 40.

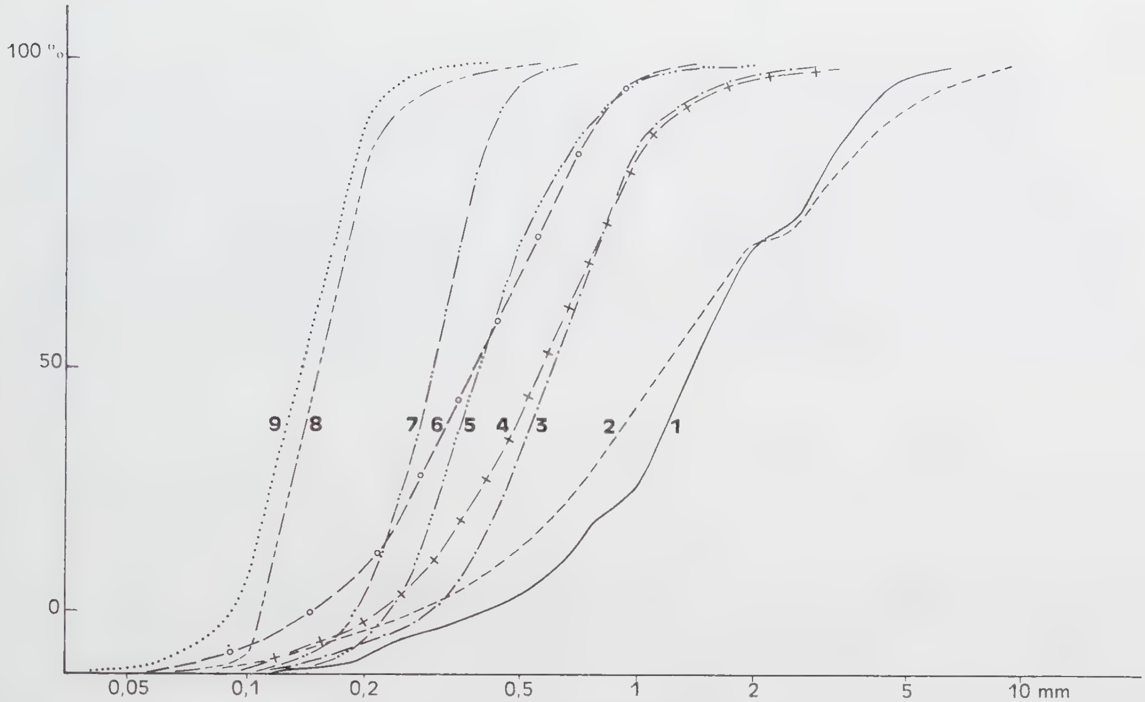
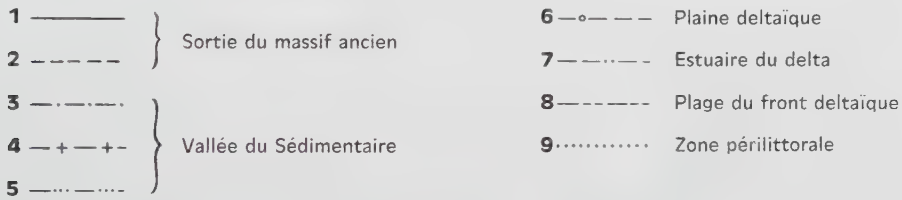


Figure 32
Exemple de variation de la grossièreté et du triage
des sables de lit sur le profil de la Basse Vallée du Mangoky



Variations de la grossièreté et du triage au cours du transport :

La variation de taille et de classement des sédiments sableux, en particulier d'amont en aval des cours d'eau, est difficile à évaluer dans le massif ancien par suite de la fréquence des seuils rocheux et des apports hétérogènes des affluents. Cette variation est plus aisée à suivre dans les basses vallées de la zone sédimentaire : la figure n° 32 illustre ce fait pour la basse vallée du Mangoky. Cependant, la réalité naturelle est beaucoup plus complexe et selon la puissance sélective des crues dans tel ou tel secteur (les précipitations orageuses peuvent avoir des effets localisés), on peut observer des sables de lit relativement fins et bien triés dans toutes les parties du profil en long. Les échantillons dont les caractéristiques ont été utilisées ci-dessus ont été au contraire prélevés dans les sites de dépôts les plus courants et non particuliers.

3 Nature des grains de sables

Les minéraux légers

La proportion des grains de quartz est très nettement dominante dans tous les sables fluviatiles : 80 à 90% en moyenne. Elle tend à diminuer légèrement d'amont en aval. En effet, les sables en provenance du massif ancien présentent des teneurs en feldspaths variant entre 10 et 20%. La présence de ces minéraux, en particulier d'orthose, s'explique par l'importance des zones de départ où sévit l'érosion accélérée. C'est surtout sur la bordure occidentale du socle métamorphique que l'altération des minéraux primaires dans le complexe d'altération n'est pas complète (sols ferrugineux tropicaux ou faiblement ferrallitiques).

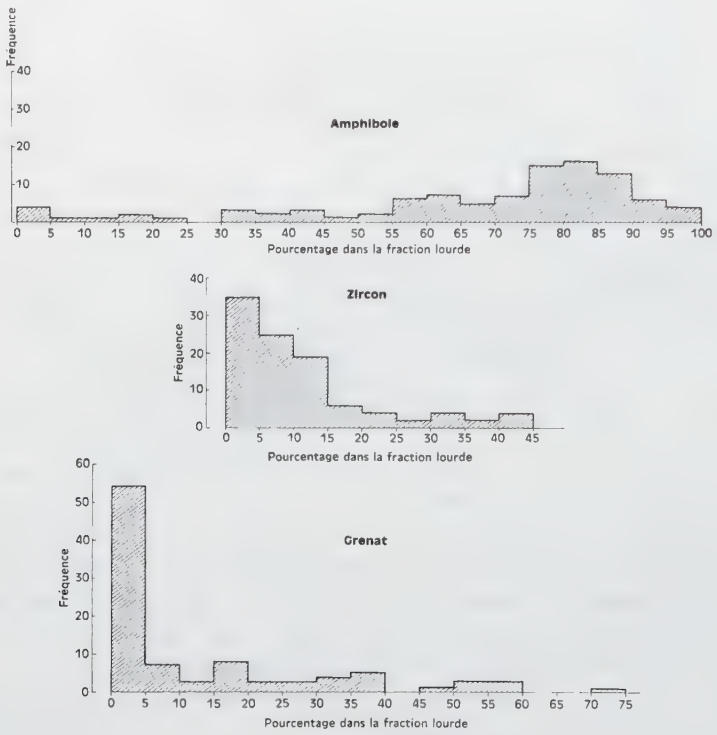


Figure 33
Bancs de lits des rivières du versant occidental
Mineraux lourds transparents dominants dans la fraction lourde

Des teneurs analogues en feldspaths ont été observées dans certaines rivières de la zone sédimentaire, mais ces teneurs sont moins constantes et dues à l'influence locale de séries à grès feldspathiques. Généralement, dans les basses vallées des cours d'eau principaux, les sables fluviatiles ont des teneurs en feldspaths inférieures à 10%. Dans ces sédiments, aussi bien que dans ceux du massif ancien, les teneurs en micas sont très variables mais n'excèdent guère en moyenne 5 à 6% sauf dans les laisses de crues à sables fins, dans lesquelles les micas sont abondants (15 à 20%).

Les minéraux lourds

Les concentrations en minéraux lourds dans les bancs de lit du massif ancien sont en général élevées, et atteignent en moyenne 15 à 20% en poids de la fraction sableuse fine (0,05 à 0,2 mm). Dans certains sables fins d'estuaires ou de basses vallées, en particulier sur les grands fleuves comme le Mangoky ou la Betsiboka, nous avons relevé des concentrations supérieures à 40% [1].

Dans la plupart des échantillons analysés, le pourcentage des minéraux lourds tend à diminuer lorsque la taille augmente. Dans les basses vallées de la zone sédimentaire, on observe sur les grands cours d'eau une « dilution » plus ou moins nette de la fraction lourde : en effet, les bancs de lit des affluents de la zone sédimentaire sont beaucoup moins riches en minéraux lourds que ceux du socle cristallin et sauf dans le cas d'un gîte exceptionnel proche du lieu de prélèvement, les concentrations n'excèdent guère quelques pour-cent (0,5 à 3% en moyenne).

La plupart des espèces minérales observées sont généralement peu ou pas altérées. En particulier, l'état de fraîcheur des minéraux lourds, dans les sédiments sableux en provenance du massif ancien, est remarquable.

Il faut souligner également l'abondance des minéraux opaques dans la fraction lourde de la quasi-totalité des sédiments sableux fluviatiles. Ceux-ci constituent 30 à 50% de cette fraction pour les sables du massif cristallin, jusqu'à 80 à 90% pour les sables des rivières de la zone sédimentaire.

En ce qui concerne le cortège des minéraux transparents, des résultats que nous avons obtenus sur environ 150 échantillons caractéristiques, on peut tirer les conclusions suivantes :

— la quasi-totalité des sables de lit prélevés dans les rivières principales ou les tributaires importants du massif ancien se caractérisent par une fraction lourde dans laquelle l'amphibole (hornblende verte, plus rarement brune) est très largement prédominante.

Les pourcentages numériques de cette espèce minéralogique varient le plus souvent entre 60 et 95% des minéraux lourds transparents (pourcentages numériques) (cfr fig. 34-35-36). Les espèces secondaires sont dans l'ordre de fréquence décroissant : zircon, grenat, monazite, tourmaline, épidote, apatite, pyroxène, disthène, staurotide, sillimanite, zoïsite, corindon, idocrase, les trois premières étant de beaucoup les plus abondantes de ces minéraux secondaires;

— le pourcentage élevé d'amphibole tend à diminuer plus ou moins dans les basses vallées des grands cours d'eau, dans la mesure où ceux-ci reçoivent des affluents importants de la couverture sédimentaire.

Cependant, même dans les plaines de niveau de base et les estuaires, ce pourcentage d'amphibole dans les sables de lit descend rarement au-dessous de 30% des minéraux transparents et se maintient le plus souvent au-dessus de 40 à 50%, même davantage, s'il ne s'agit pas d'un bassin versant à caractère mixte suffisamment marqué (cristallin+ sédimentaire);

[1] Les concentrations de minéraux lourds (minéraux noirs ou opaques) dans les sédiments de plage sont parfois encore plus élevées.

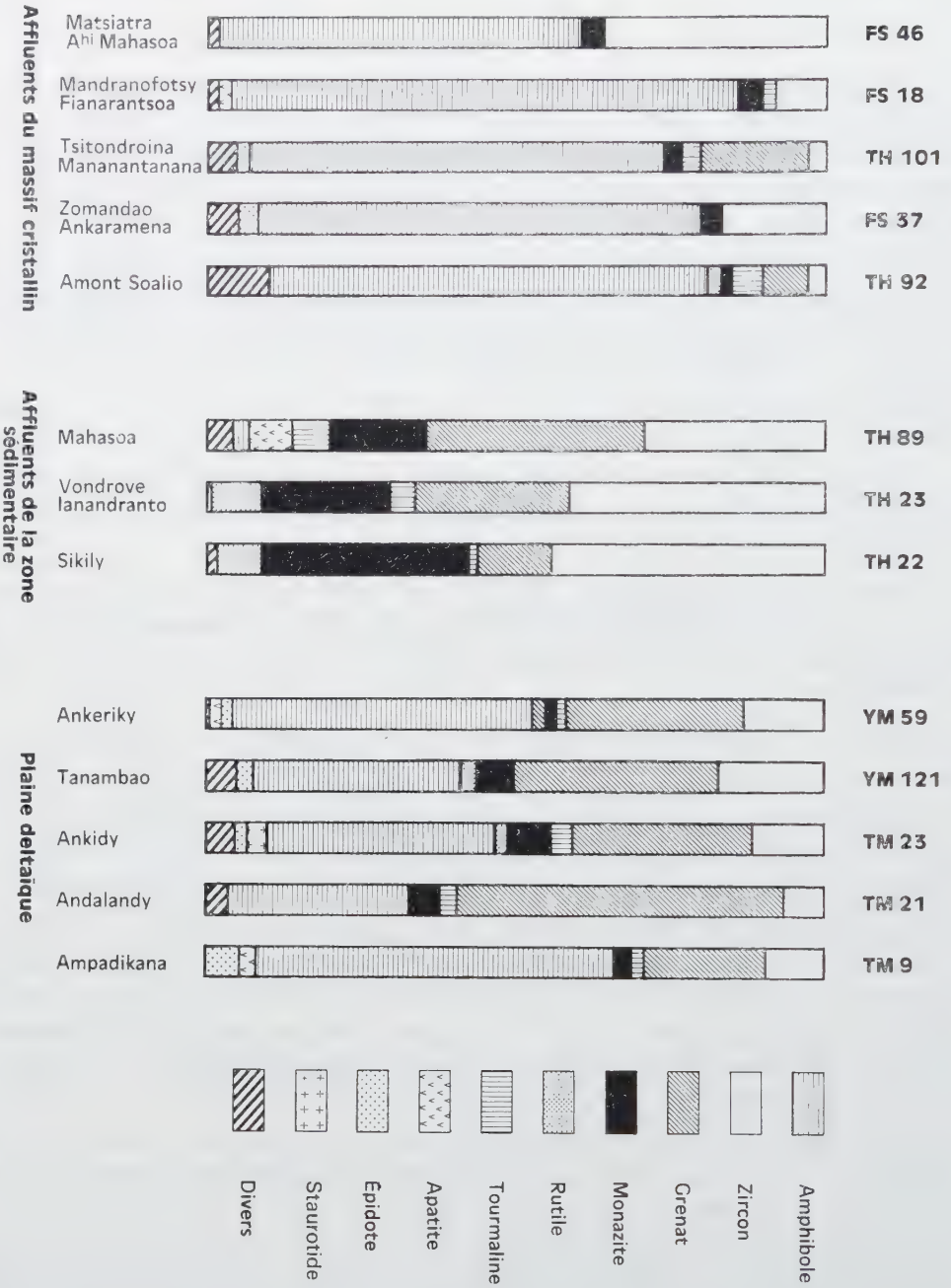


Figure 34

Composition de la fraction lourde (minéraux transparents) dans les sables de lit du bassin versant du Mangoky

— le cortège minéralogique des sables de rivières dont le bassin versant s'étend en totalité ou en grande partie dans la zone sédimentaire, est en général plus complexe, au moins en ce qui concerne les espèces dominantes.

En général, ce cortège est dominé par l'association grenat-zircon (30 à 80% des minéraux transparents) à laquelle s'ajoutent en quantités notables, mais très variables d'un lieu

de prélèvement à l'autre, les espèces suivantes : monazite, tourmaline, amphibole, rutile, apatite, épidote, staurotide. Les deux premières de ces espèces secondaires sont les plus fréquentes.

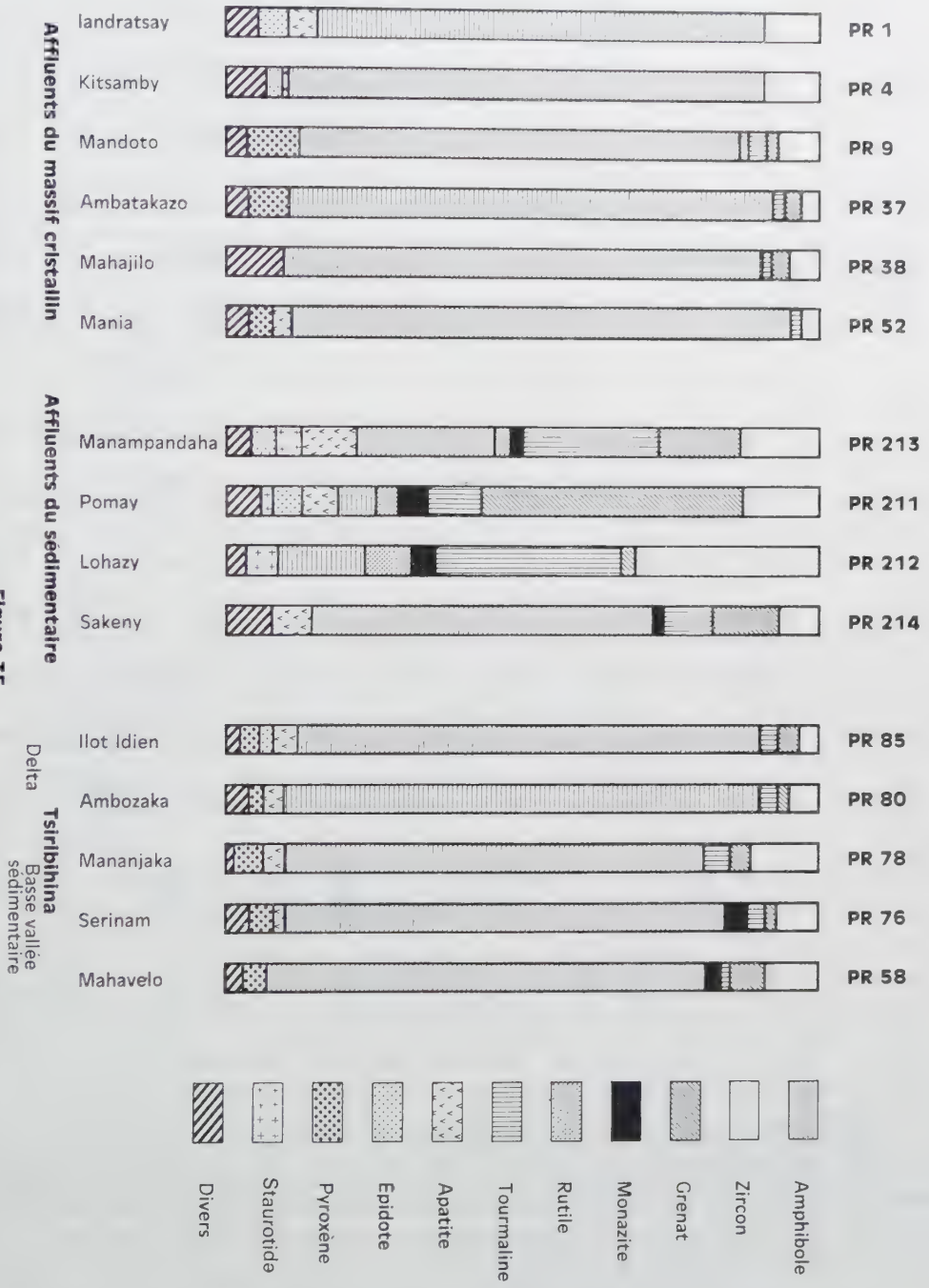


Figure 35

Composition de la fraction lourde (minéraux transparents) dans les sables de lit du bassin versant de la Tsiribihina

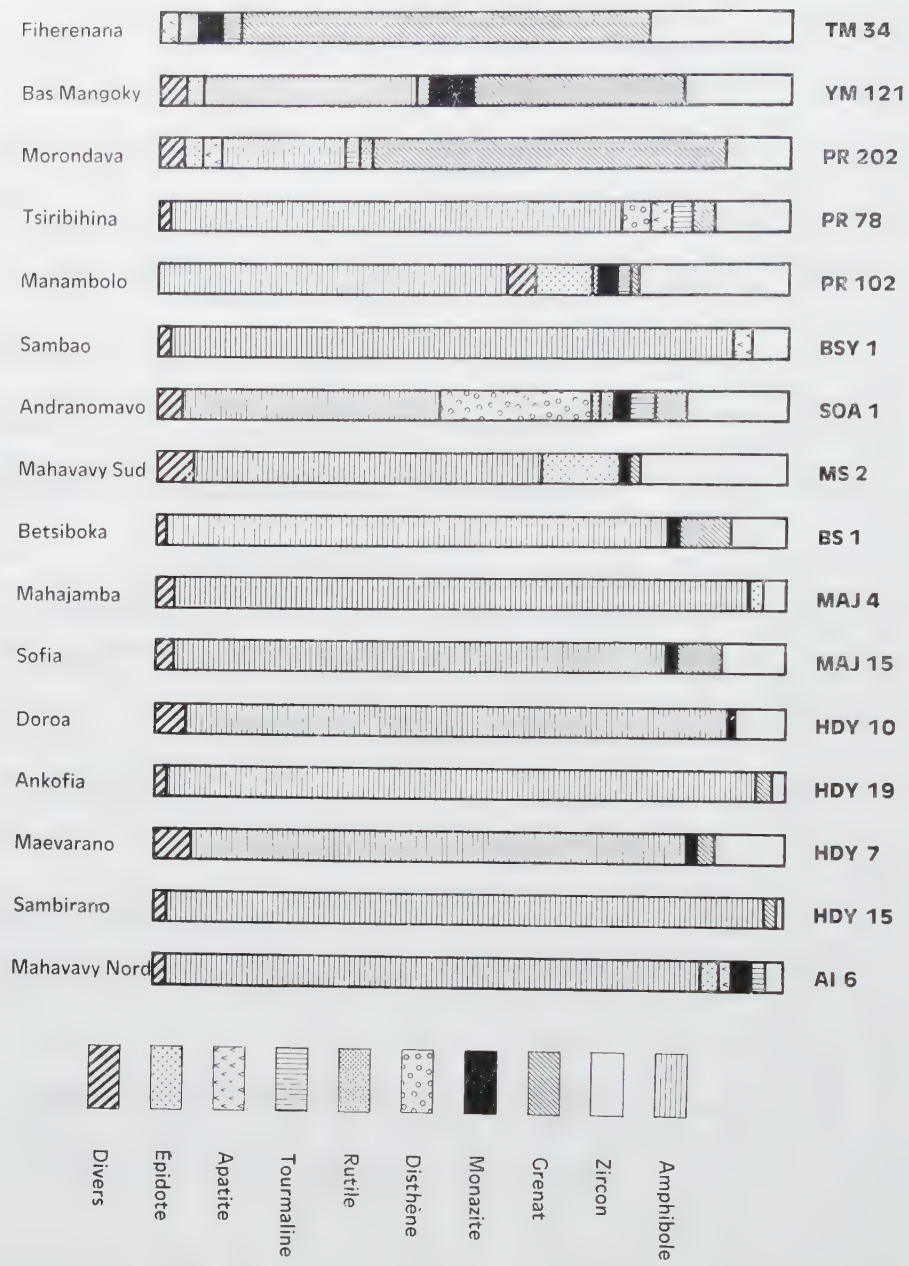


Figure 36

Principaux cours d'eau du versant occidental : fractions lourdes des sables de lit (minéraux transparents)

Il est évident que les minéraux transparents dans les sables de rivières de la zone sédimentaire nécessiteraient à eux seuls une étude particulière avec de très nombreux prélèvements, par suite de la variété des séries sédimentaires érodées fournissant les apports. Nos conclusions sont relatives à un « cortège moyen » qui apparaît comme très différent de celui des sables en provenance du massif ancien.

On peut d'ailleurs dire que dans les grands cours d'eau à bassin versant mixte, l'en-

richissement en grenat et zircon des sables de lit de la basse vallée est une indication sur l'influence des bassins de la zone sédimentaire dans la sédimentation sableuse actuelle. Ce fait est illustré par les figures 34 et 35. Alors que dans le bassin du Mangoky certains affluents du sédimentaire sont des rivières importantes et modifient d'une manière notable par leurs apports la composition minéralogique des sédiments sableux en provenance du cristallin, dans le cas de la Tsiribihina au contraire, les affluents de la zone sédimentaire sont moins importants et modifient peu le cortège des sables du cours d'eau principal. Seule la Sakeny est une grande rivière, mais une partie de son bassin versant s'étend dans le massif ancien, ce qui se traduit par un pourcentage élevé d'amphibole dans les sables de son lit (cfr fig. 35).

La figure 36 donne un échantillonnage succinct des résultats d'analyse minéralogique obtenus pour les principaux cours d'eau du versant occidental malgache (prélèvements dans les basses vallées). Ces résultats reflètent l'influence sur le cortège minéralogique des apports en provenance respectivement du massif ancien et de la couverture sédimentaire. Cette influence est déterminée non seulement par l'étendue de chacune de ces deux zones dans les bassins versants mais également par la densité du drainage.

4 Forme et aspect des grains de quartz

L'étude morphoscopique a été faite sur des échantillons de sables de lit provenant des bassins versants de la Tsiribihina et du Mangoky, cours d'eau à bassin versant mixte étendu. L'influence du bassin sédimentaire dans les apports est plus importante dans le cas du Mangoky.

La méthode de l'Institut de Géographie de Strasbourg, laquelle tient compte de l'état de surface et de l'état de forme, a été utilisée [1]. La classification employée permet le calcul d'un indice global de façonnement, en multipliant les pourcentages de grains par un coefficient affecté à chaque type et en additionnant les résultats partiels [2]. Les conclusions de cette étude sont les suivantes :

— même dans les sables du massif cristallin, peu de grains gardent leur éclat originel : en général moins de 10%;

— dans les hautes vallées, les sables fluviatiles, aux dimensions de 0,4 à 0,5 mm, sont constitués en grande partie par des grains luisants, subanguleux, à arêtes nettement émoussées;

— dans ces hautes vallées, l'indice de façonnement est déjà notable : 0,070 à 0,150, mais il atteint rarement des valeurs plus élevées dans l'ensemble des bassins versants cristallins. Les grains n'arrivent pas, ou exceptionnellement, au stade d'émoussé proprement dit;

— à ce stock de grains luisants et à arêtes émoussées, se mélangent des grains toujours de forme irrégulière (subanguleux ou à coins arrondis) mais à surface plus ou moins picotée ou lustrée. Cet aspect picoté est inégalement réparti à la surface du grain, par plages irrégulières. Cet état de surface a été maintes fois signalé dans les sables tropicaux. Dans le cas du versant occidental malgache et dans le massif ancien, la corrosion chimique en est

[1] Méthode LIGUS, J. TRICART (1965), p. 362 et ss.
[2] Coefficients : Non usés = 0, Subanguleux = 2, Arrondis = 4, Ovoïdes = 6, Ronds = 8.

probablement la principale cause, car la présence de grains de quartz cariés ou pulvérulents, même dans les zones d'altération en place, est peu fréquente;

— dans la zone sédimentaire, les sables des affluents des grands cours d'eau ont des proportions nettement plus élevées de grains picotés : 70 à 80% en moyenne contre 40 à 60% dans les sables fluviatiles du massif ancien (cfr fig. 37). Mais il ne s'agit là que d'une appréciation d'ensemble, et des études locales détaillées seraient nécessaires pour pouvoir conclure à l'influence de telle ou telle série sédimentaire et définir son « héritage » morphoscopique en fonction de son passé.

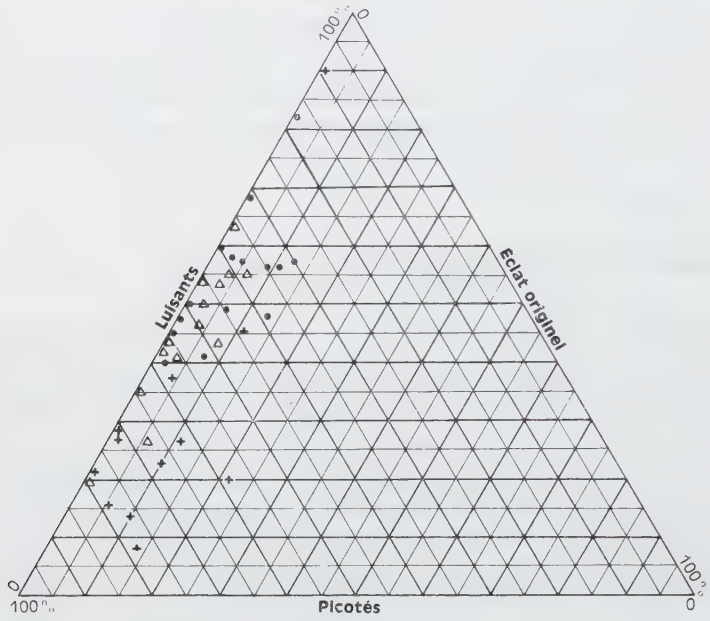


Figure 37
États de surface des quartz
(Bassins du Mangoky et de la Tsiribihina)

- Sables du massif ancien
- Sables des affluents de la zone sédimentaire
- Basses vallées (cours d'eau principal)

En conclusion, on peut dire cependant que dans le cas des grands cours d'eau de l'Ouest malgache, à bassin versant mixte, type Mangoky, l'usure propre du fleuve principal change peu les caractères de formes pour les grains de quartz et il semble bien que dans ces apports, l'influence du massif ancien soit prépondérante.

En effet, dans les basses vallées occidentales, l'indice de façonnement des quartz pour les tailles voisines de 0,5 mm, est le plus souvent inférieur à 0,200 et pratiquement ne dépasse jamais 0,300. De plus, l'amenuisement des tailles dans les bas cours où les modes tendent vers 0,2 à 0,3 mm, empêche une appréciation nette du phénomène d'usure fluviatile. On observe seulement une certaine tendance à l'augmentation du pourcentage de grains picotés,

ceux-ci provenant de l'érosion massive de certaines séries sédimentaires, en particulier celles du Karroo. Cependant, si l'on en juge d'après le cas du Mangoky dont le bassin sédimentaire est étendu, ce critère est plus difficile à utiliser que le cortège de minéraux lourds, pour estimer l'influence des bassins de la zone sédimentaire sur la sédimentation sableuse actuelle.

II. LES LEVÉES ALLUVIALES OU « BOURRELETS DE PRÉLIT »

Les accumulations alluviales, en bordure du lit apparent ou des bras secondaires, ne prennent un certain développement que dans les basses vallées de la zone sédimentaire et surtout dans les plaines de niveau de base marin. Encore ces levées n'ont-elles une morphologie caractéristique et bien individualisée que sur les cours d'eau à profil bien adapté aux débits des crues moyennes. Pour cela, les deux conditions suivantes doivent être réunies : une pente suffisante pour le profil en long et un lit apparent en voie d'exhaussement au-dessus du niveau moyen de la plaine alluviale.

De ce point de vue, la différence apparaît nettement entre les rivières de l'Ouest proprement dit et de l'Extrême Nord-Ouest (Sambirano et Mahavavy du Nord), lesquelles remblaient activement dans les zones frontales de leur delta et divaguent plus ou moins dans leur plaine de niveau de base, et les autres rivières du Nord-Ouest dont le lit apparent est encore au-dessous de son profil d'équilibre, comme la Betsiboka, la Mahajamba, la Mahavavy du Sud, la Sambao. Pour ces cours d'eau, le remblaiement dans les basses vallées est tout aussi actif, sinon davantage, que celui des rivières de l'Ouest, mais il est moins avancé. Aussi les changements de lit sont moins fréquents, les anciens bras sont moins nombreux et moins apparents.

Dans ce second cas, la plaine d'inondation est alors de texture plus homogène du point de vue de la répartition des sédiments et les faciès sédimentaires actuels moins tranchés. L'ensemble morphologique classique « levée — rigole — cuvette de débordement » ne se différencie pas aussi nettement que dans les deltas à cours divagants, et il y a passage progressif d'une levée atténuée plus ou moins riche en éléments fins à une « terrasse inondable » ou au niveau général du remblaiement récent qui comporte alors de très vastes surfaces faiblement dépressionnaires et non de véritables cuvettes.

Si dans certains cas la présence de levées est liée semble-t-il à l'existence de trains de méandres (deltas du Manambolo et de la Mahavavy du Nord), dans d'autres au contraire les levées paraissent se former essentiellement en fonction du régime des crues périodiques de saison des pluies : c'est le cas en particulier dans le Bas-Mangoky. Elles bordent alors le lit principal ou les bras secondaires même si ceux-ci ne décrivent pas de méandres caractéristiques. Dans ce dernier cas, l'ensemble lit-levées est presque toujours surélevé au-dessus du niveau général de la plaine deltaïque.

Les anciens bras et les anciens méandres, dont la morphologie est encore bien visible, sont fréquemment bordés de levées anciennes. Lorsque la compétence d'un bras diminue par exhaussement et ensablement du chenal, la sédimentation sur ces rives s'accroît jusqu'à ce qu'il cesse d'être fonctionnel.

Dans les hauts cours du massif ancien, les levées, lorsqu'elles existent, ont la forme d'étroits bourrelets en digues (souvent d'ailleurs renforcées par l'homme) ou se présentent sous forme de dépôts discontinus adossés aux versants de la vallée.

1 Morphologie

Comme leur nom l'indique, les levées alluviales ont une topographie en rides mais celles-ci sont de dimensions très irrégulières. Elles se forment surtout en arrière des bancs de crue sableux et plus particulièrement sur les rives convexes. Il existe la plupart du temps une rupture de pente nette entre les bancs de lit et la levée elle-même.

Sur les rives concaves ou rectilignes, on peut observer parfois un reste de levée dans la partie supérieure de l'abrupt entaillé dans le remblaiement à la suite d'un changement de lit ou de la migration d'un méandre.

La formation des levées correspond aux hautes eaux de crues normales. Les sédiments qui les constituent reflètent bien les variations du régime hydrodynamique dans ces zones de transition entre le lit apparent et le lit majeur ou terrasse inondable.

Ces bourrelets de prélit présentent un faciès dit « rubané » caractérisé par l'alternance de strates sableuses très micacées (sable très fin dominant), à stratification oblique ou entrecroisée (cette dernière si la période de dépôt a été suffisamment longue), et de strates argilo-limono-sableuses, plus cohérentes, à structure lamellaire typique. Ces dernières strates, à l'état sec, se délitent en plaquettes ou en feuillets; elles sont également très riches en micas.

L'épaisseur des strates est variable : de quelques centimètres à 1 mètre, exceptionnellement plus. En moyenne, elle atteint 10 à 20 cm si le cycle est suffisamment régulier : dans ce cas, chaque crue assez forte et bien individualisée, dépose d'abord du sable fin, puis des sédiments encore plus fins lors de la décrue.

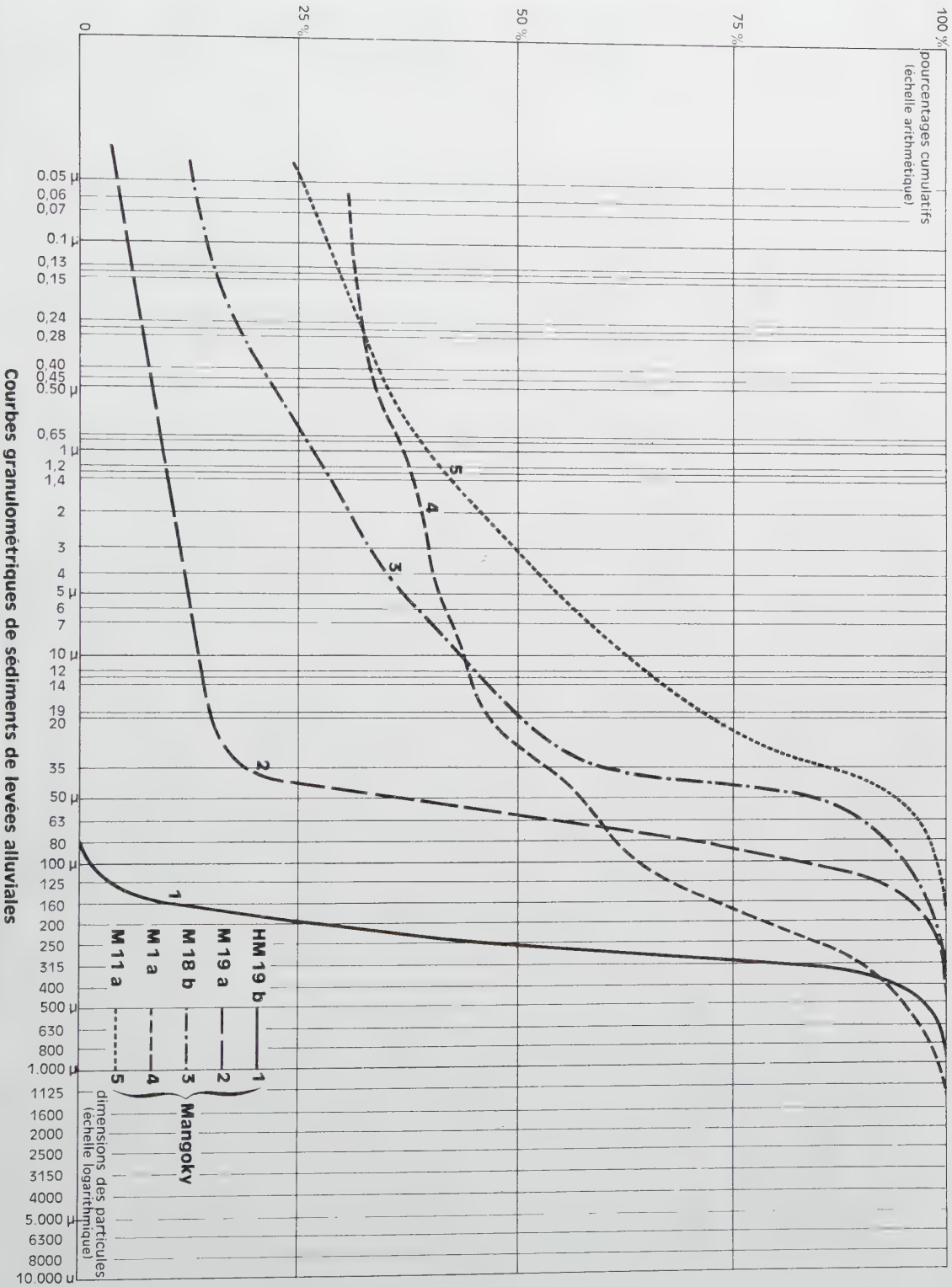
Les dépôts sableux fins épais (plus de 50 cm) marquent soit le début de formation d'une levée (faible altitude au-dessus des bancs de lit), soit, lorsqu'ils se trouvent en position nettement surélevée au-dessus du lit apparent, les apports d'une très forte crue (laisses de crue).

De même, la présence de strates à sédiments fins limono-argileux sur une grande épaisseur continue montre l'évolution et le passage à un régime d'inondation de terrasse inondable (cfr ci-dessous) à courant plus lent.

Cette distinction des sédiments de levées en deux familles faite d'après la morphologie se retrouve dans les caractères granulométriques.

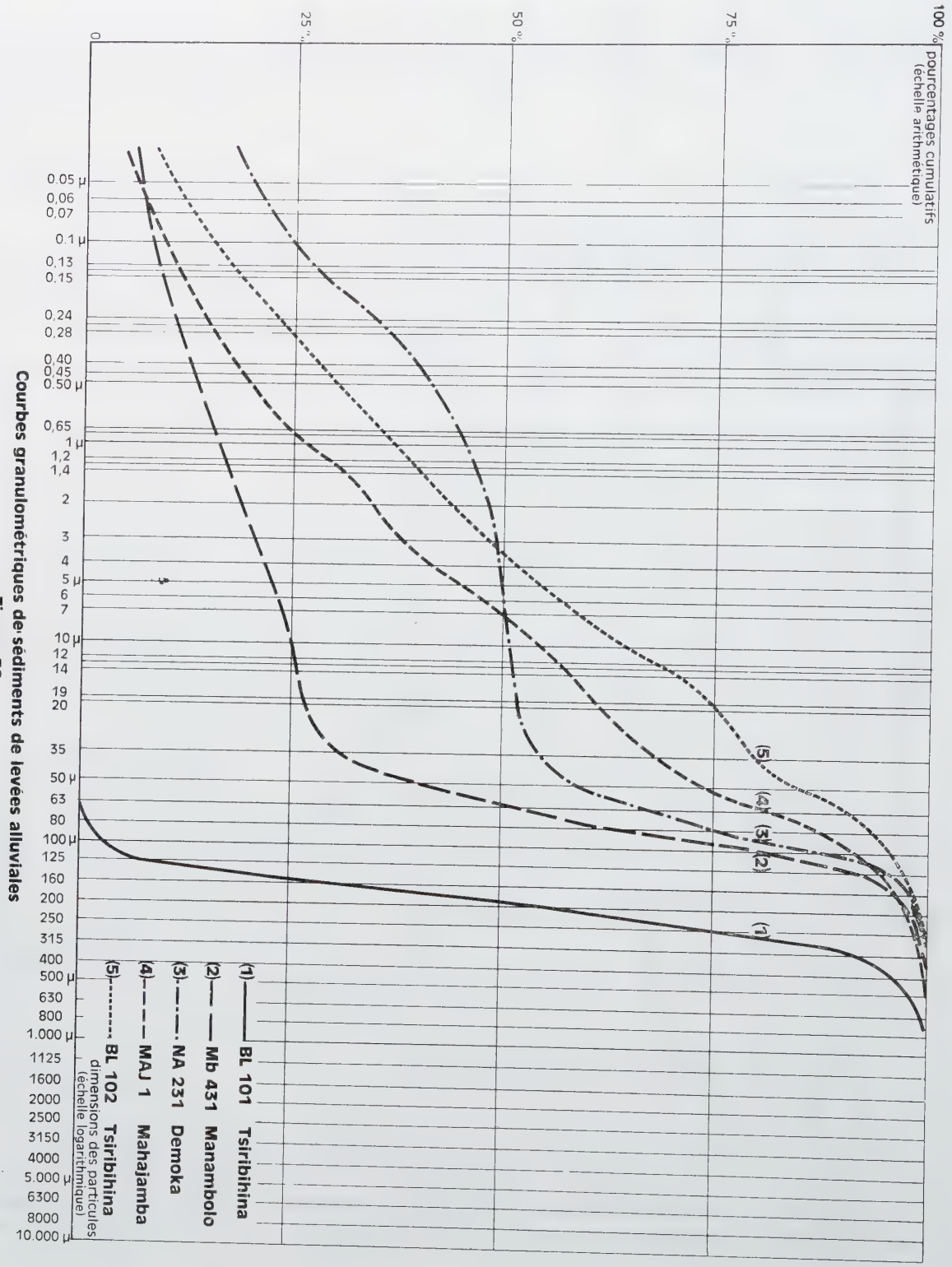
2 Granulométrie

Les « laisses de crue » typiques, constituées par des sables fins micacés, très bien triés, marquent l'action des hautes eaux. Le ralentissement brutal du courant sur la rive entraîne d'abord le dépôt rapide des particules sableuses en suspension. Ces sables, déposés par excès de charge, entraînent avec eux des quantités plus ou moins importantes de particules plus fines limono-argileuses.



Courbes granulométriques de sédiments de levées alluviales

Figure 38



Courbes granulométriques de sédiments de levées alluviales

Figure 39

Ce phénomène se traduit sur les courbes cumulatives par deux segments plus ou moins rectilignes raccordés par une zone à forte courbure (cfr courbes n° 2 et 3 de la fig. 38 et courbe n° 2 de la fig. 39). Ce fait laisse bien supposer en effet le mélange de deux stocks granulométriques.

Les caractères généraux des sédiments sont les suivants :

— il y a très peu de particules de diamètre supérieur à 500 microns;

— la fraction comprise entre 10 et 100 microns est prédominante;

— alors que la fraction sableuse est bien triée (faciès logarithmique), la fraction fine est moins évoluée et a le plus souvent un faciès parabolique comme le montre l'étude des courbes dérivées construites en coordonnées bilogarithmiques. La pente de ces courbes pour la fraction inférieure à 35 microns ou indice d'évolution est en effet comprise entre $-0{,}6$ et -1;

— des valeurs de l'indice d'évolution inférieures à -1 (faciès hyperbolique ou de décantation) s'observent dans la partie supérieure des courbes pour les particules les plus grossières. Celles-ci sont constituées essentiellement par des micas;

— le mélange des deux stocks granulométriques est surtout important dans les strates limoneuses à limono-argileuses des levées et à la limite, la fraction supérieure à 35 microns constitue moins de 25% de l'échantillon. Dans ce cas, la fraction comprise entre 10 et 100 microns n'est plus prédominante : les particules de diamètres inférieur à 20 microns constituent au moins 50% de l'échantillon et dans celles-ci les limons (2 à 20 microns) dominent.

Dans ce type de sédiments, les courbes de fréquence bilogarithmiques se présentent alors comme une suite de segments de droites caractérisant des stocks régis par des lois de classement différentes. Ainsi dans un sédiment de strate fine, tel celui correspondant à la courbe n° 5 de la figure 38, on constate au sein même de l'échantillon une variation de l'indice d'évolution. De $-0{,}46$ pour les particules très fines ($<0{,}25$ microns) la valeur de n passe à $-0{,}83$ pour la phase majeure du dépôt, c'est-à-dire les particules de diamètre compris entre 0,2 et 20 microns, puis atteint des valeurs voisines de -4 pour les particules les plus grossières de diamètre supérieur à 50 microns.

Autrement dit, la phase très fine est en cours d'évolution (faciès parabolique). La plus grande partie du sédiment a également un faciès parabolique mais plus évolué, à « tendance » logarithmique pourrait-on dire, les valeurs de n se rapprochant de -1. Enfin les particules grossières (essentiellement des micas) présentant un faciès évolué de décantation.

Dans quelques cas, nous avons eu affaire à des échantillons complexes dont la courbe cumulative révèle un mélange de stocks granulométriques à évolution très différente. C'est le cas par exemple de l'échantillon représenté par la courbe n° 3 de la figure 39. On constate qu'avec la fraction sableuse bien triée, se sont déposées des particules plus fines à faciès hyperbolique déjà très évolué ($n = -1{,}6$). Ce fait est peut-être dû à la reprise sur une faible distance d'un sédiment déjà évolué et déposé à nouveau dans un site de levée en même temps que les sables fins apportés par la crue. D'après ce que nous connaissons de la plaine de Maintirano où a été prélevé ce sédiment, cette hypothèse est possible.

Du point de vue de l'évolution sédimentologique, d'après nos résultats et ce que nous

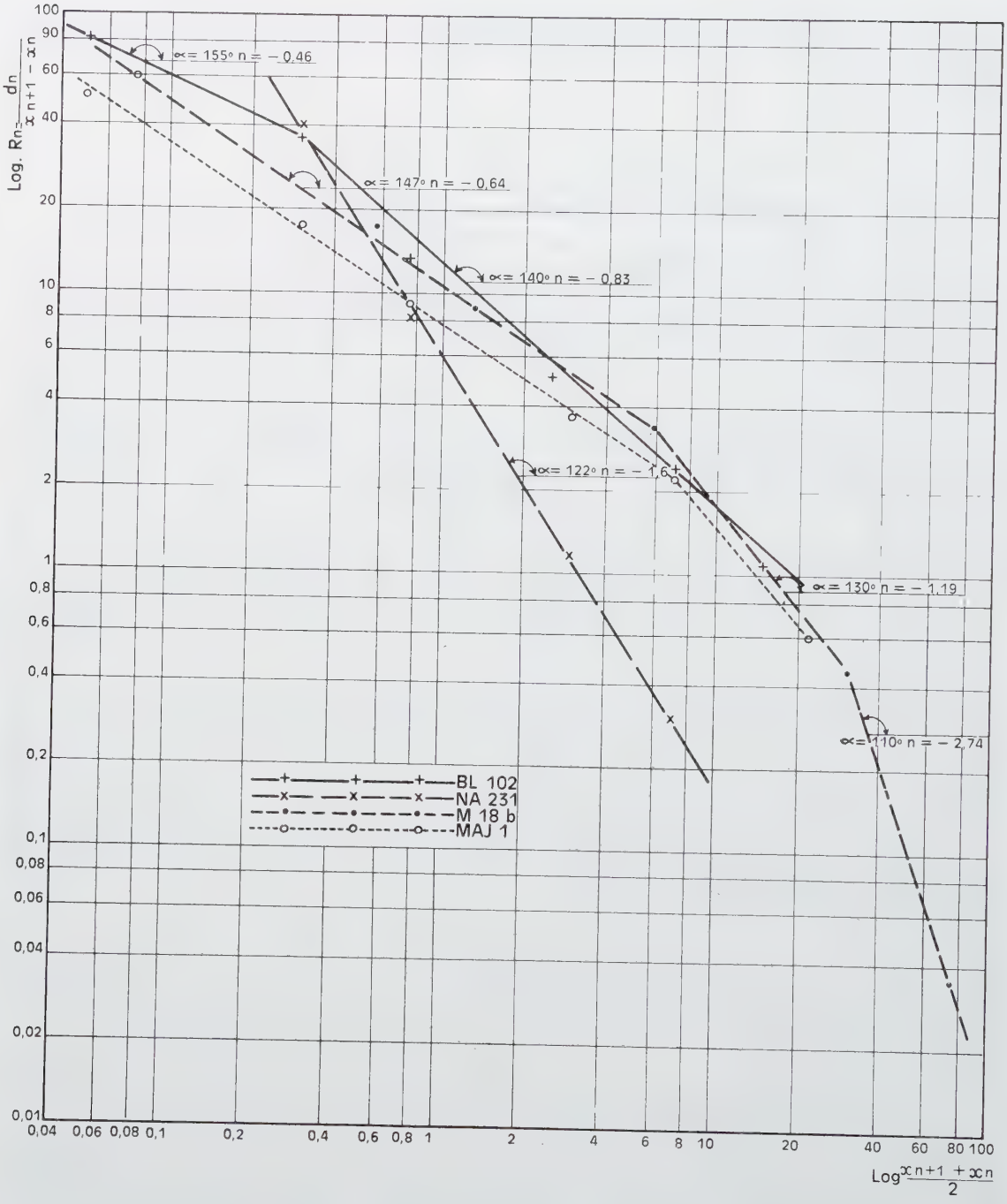


Figure 40

Degré d'évolution des sédiments de levées

connaissons des autres sédiments actuels, nous pensons qu'il n'existe pas de lien étroit entre les faciès granulométriques des sédiments de levées alluviales et leur position sur le profil en long.

Ainsi des échantillons du type représenté par les courbes n° 1 et 2 de la figure 38 et n° 1 et 2 de la figure 39, peuvent être observés aussi bien dans les hauts cours que dans les plaines de niveau de base marin. Par contre, on peut dire que les sédiments fins du type représenté par les courbes n° 4 et 5 de la figure 38 et n° 4 et 5 de la figure 39 sont peu fréquents dans les vallées étroites du massif ancien, en l'absence de « terrasses » déjà bien individualisées sur lesquelles le courant des crues se ralentit suffisamment.

Par conséquent, les caractères granulométriques des sédiments de levées reflètent cette position de « transition » qu'occupent les bourrelets de berge dans la morphologie fluviatile. Entre la laisse de crue, constituée uniquement par des sables fins micacés, et le sédiment de terrasse inondable, à dominance limono-argileuse et déposé par excès de charge sous faible épaisseur d'eau, tous les intermédiaires sont possibles. Autrement dit, chacune des figures 38 et 39, par son ensemble de courbes, représente plutôt une zonation transversale schématique en fonction de la distance au lit apparent, et non une sélection au cours du transport dans le profil en long.

La grossièreté des sédiments de levées (figurée par les valeurs de la médiane) est en moyenne dans les strates à particules fines limono-argileuses, de l'ordre de quelques microns à quelques dizaines de microns. L'homométrie augmente avec la teneur en sable fin. Dans les dépôts sableux, la valeur de la médiane varie entre 0,15 et 0,25 mm et l'indice d'hétérométrie *He* de Cailleux autour de 0,3.

3 Les sols de levées

SOLS MINÉRAUX BRUTS D'APPORT

Sous-groupe fluviatile

a *Localisation*

Il s'agit généralement de dépôts fluviatiles très récents, déposés chaque année par les crues, sans horizon humifère ou structural bien différencié (sols à profil (A) C). Seules sont visibles les strates successives dues aux variations dans les conditions de dépôt : la texture de chaque « horizon » est liée à ces variations (cfr étude granulométrique).

Ces dépôts se renouvellent surtout en bordure du lit apparent principal où ils viennent en recouvrement sur les terrasses inondables ou d'anciens bancs de lit. Ils sont également fréquents dans les bras temporaires en cours de régression.

Comme nous l'avons déjà remarqué, les levées typiques sont plus fréquentes dans les plaines deltaïques véritables que dans les plaines de niveau de base en voie de remblaiement.

b *Végétation*

Ces sols constituant une partie des terres dites de « Baiboa », la végétation naturelle y est souvent détruite et brûlée chaque année pour les cultures de décrue : haricots, pois du Cap, lentilles, maïs, patates, etc.

Dans le couvert naturel dominent souvent *Phragmites communis* (Bararata) Graminées ou *Cynodon dactylon* Graminées (Mandavohita). Parmi des plantes de jachères ou adventices de cultures les plus communes citons :

— *Tridax procumbens* Composées;
— *Ambrosia maritima* (Sarijamala) Composées;
— *Cenchrus ciliaris* (Trongatsy) Graminées;
— *Cenchrus echinatus* (Tsimanjaidrota) Graminées;
— *Panicum Volltzkowii* (Ahidaly) Graminées;
— *Eragrostis horizontalis* Graminées;
— *Rottboellia exaltata* Graminées;
— *Sorghum verticilliflorum* Graminées;
— *Eriochloa acrotricha* (Ahipoly) Graminées;
— *Perotis indica* Graminées;
— *Euphorbia hirta* Euphorbiacées;
— *Aerva javanica* Amaranthacées;
— *Crotalaria retusa* Légumineuses;
— *Urena lobata* Malvacées;
— *Pteraucolon decurrens* Composées;
— *Acanthospermum hispidum* (Bakakely) Composées.

c *Topographie et drainage*

Le modelé de détail est très irrégulier, ondulé à bosselé. Les rides de levées sont généralement plus régulières aux abords des bras temporaires que près des lits principaux.

Bien que très perméables, ces sols restent assez longtemps humides en début de saison sèche par suite des discontinuités dans la remontée capillaire et l'évaporation, lesquelles sont dues à l'hétérogénéité texturale des différents horizons. Les cultivateurs y pratiquent d'ailleurs le plus souvent la plantation en trous. Les microstructures elles-mêmes feuilletées (richesse en micas) s'opposent à une dessication rapide. Cependant, la présence de couches sableuses importantes à faible profondeur (couches-drains) peut rendre ces sols difficilement utilisables.

d *Morphologie*

PROFIL n° A 1 (1.2.3.A) [1]

Unité alluviale: Bas-Mangoky—Plaine deltaïque. Environs du village : Tanandava.

Situation : $X = 122{,}9$ $Y = 486{,}1$ $Z = 29{,}5$ m.

Végétation : Prairie à *Cynodon Dactylon.*

0 à 20 cm : Horizon beige (Munsell à sec : 10 YR—6/2, humide : 10 YR—4/2), sableux fin limoneux, structure faiblement nuciforme à tendance particulaire. Cohésion faible, enracinement moyen.

20 à 40 cm : Horizon beige jaunâtre (Munsell à sec : 10 YR—6/3, humide : 10 YR 3/4), sableux fin limoneux, particulaire. Sans cohésion, enracinement, très faible.

40 à 60 cm : Horizon beige grisâtre (Munsell à sec : 10 YR—6/3, humide : 10 YR—3/3) limono-argileux sableux fin, à structure nuciforme. Cohésion moyenne, enracinement très faible.

0,60 à 1 m : Horizon beige grisâtre (Munsell à sec : 10 YR—6/3), argilo-sableux fin, structure nuciforme à tendance polyédrique. Cohésion moyenne, enracinement très faible, sol peu évolué enterré.

[1] Les chiffres et lettres entre parenthèses renvoient à la classification des sols alluviaux donnée dans l'introduction de la 3e partie.

Lorsque le lit apparent est suffisamment large pour régulariser les crues, l'alluvionnement peut être homogène sur des épaisseurs importantes.

PROFIL n° A 2 (1.2.3.A).

Unité alluviale: Bas-Mangoky — Plaine deltaïque, près du village Amboanio.

Situation : $X = 109{,}6$ $Y = 515{,}6$ $Z = 7$ m.

Végétation : Culture de Pois du Cap.

0 à 2,5 m : Dépôt brun-jaune (Munsell à sec : 10 YR — 7/3), sableux fin limoneux, très micacé, constituant entièrement l'abrupt de rive, à fines stratifications obliques entrecroisées.

PROFIL n° A 3 (1.2.3.A).

Unité alluviale: Delta de la Tsiribihina, près du village Beraketa.

Situation : $X = 200{,}5$ $Y = 709{,}8$ $Z = 4$ m.

Végétation : Quelques pousses de *Phragmites communis*.

0 à 40 cm : Sable fin beige très micacé, bien trié. Stratifications subhorizontales ou entrecroisées, avec stries de minéraux foncés. Sans cohésion.

40 à 70 cm : Horizon brun, limono-argileux, à structure lamellaire fine, très micacé (« Baiboa typique »). Ensemble massif, cohésion moyenne, non plastique, enracinement nul.

Ce genre de dépôt revient en alternances plus ou moins régulières sur les rives convexes.

PROFIL n° A 4 (1.2.3.A).

Unité alluviale: Basse vallée de la Tsiribihina, près du village Soalafika.

Situation : $X = 214$ $Y = 707{,}5$ $Z = 6$ m.

Végétation : Coton en culture sèche après défrichement.

0 à 70 cm : Dépôt limono-sableux fin très micacé, jaune-beige, à fines stratifications obliques. Particulaire, cohésion faible, enracinement peu important.

Au-delà de 70 cm : Sable moyen bien trié, particulaire (ancien banc de lit).

On retrouve dans toutes les basses plaines alluviales, mais surtout dans celles de l'Ouest proprement dit, ces dépôts de levées ou « baiboa » caractéristiques, constitués par une succession alternée de lits sableux très fins à stratifications obliques et de lits limono-sableux fins très micacés à stratification subhorizontale. Ces derniers ont parfois une tendance plus limono-argileuse comme nous l'avons vu dans l'analyse granulométrique détaillée, mais ce type est moins fréquent. Le plus souvent, l'épaisseur de chaque strate varie entre 10 et 30 cm et en principe chaque association d'un lit sableux fin et d'un lit limono-sableux fin correspond à une forte crue.

La morphologie de ces dépôts est quasi constante pour la plupart des plaines alluviales.

Nous décrirons encore cependant quelques types de levées récentes dont les sédiments diffèrent un peu du type classique précédent.

PROFIL n° A 5 (1.2.3.A).

Unité alluviale: Plaine deltaïque de la Morondava, près du village Ambohibao.

Situation : $X = 183{,}5$ $Y = 646{,}7$ $Z = 9$ m.

Végétation : Culture de Pois du Cap.

0 à 25 cm : Horizon brun-gris, argilo-limoneux, à tendance lamellaire. Cohésion moyenne, enracinement notable.

25 à 40 cm : Horizon grisâtre, sableux à sablo-limoneux, à tendance particulaire. Cohésion faible, enracinement peu important.

40 à 60 cm : Horizon jaunâtre clair, sableux fin, particulaire.

60 à 120 cm : Horizon beige blanchâtre, sableux particulaire sans cohésion, à stratification fine subhorizontale.

Il faut noter ici la faible quantité de micas et les proportions notables de sable grossier (0,2 à 2 mm) : cela tient au fait que la rivière Morondava a son bassin versant entièrement dans la zone sédimentaire. Par ailleurs, la texture plus fine de l'horizon de surface montre que la levée se stabilise et commence à former une terrasse inondable.

Profil n° A 6 (1.2.3.A).

Unité alluviale: Basse vallée de la Betsiboka, plaine de Marovoay, près du village Bevakiloha.

Situation : $X = 415{,}5$ $Y = 1.102$ $Z = 5$ m.

Végétation : Maïs et adventices postculturales variées.

0 à 70 cm/2 m : Dépôt brun-rosé à jaune brunâtre (Munsell à sec : 10 YR—6/4, humide : 7,5 YR—4/4), limono-sableux fin, très riche en micas, à structure lamellaire fine secondairement particulaire. Très friable à sec, porosité élevée. Enracinement moyen, assez dispersé.

Ce dépôt vient en recouvrement sur des sédiments argileux bruns de l'ancienne terrasse inondable. Malgré son fort débit, la Betsiboka a ici une pente faible (0,2‰) et transporte surtout des sédiments fins en suspension. Le régime est moins irrégulier que pour les cours d'eau de l'Ouest et les sédiments de levées sont plus riches en limons et un peu en argile : c'est le type final de l'évolution vers le sédiment de terrasse inondable. Ce type sédimentologique ne se présente plus seulement sous la forme de strates d'épaisseur restreinte mais constitue l'ensemble du dépôt de levée.

Un autre exemple de dépôt de levée à tendance limono-argileuse peut être pris dans la basse vallée de la Sambao dont une partie du bassin versant s'étend dans des basaltes profondément altérés et dont le bas cours a également une pente faible (0,25‰).

Profil n° A 7 (1.2.3.A).

Unité alluviale: Plaine de Besalampy, près du village Amboanio.

Situation : $X = 200{,}5$ $Y = 1.051{,}5$ $Z = 8$ m.

Végétation : Prairie à *Cynodon dactylon* et *Hypparhenia rufa*.

0 à 2 m : Dépôt brun-jaune rougeâtre, micacé, à fines stratifications subhorizontales. Argilo-limono-sableux fin, structure lamellaire.

Profil n° A 8 (1.2.3.A).

Unité alluviale: Basse vallée du Kamoro.

Situation : Près du village Ankazoambo.

Végétation : *Phragmites communis*, *Mucuna pruriens*.

Morphologie [1]

0 à 5 cm : Jaune-brun, très sec, grumeleux à particulaire, sableux fin, peu humifère.

5 à 25 cm : Jaune-beige, lamellaire secondairement particulaire, sableux fin, micacé.

25 à 45 cm : Blanchâtre, sableux, particulaire très micacé.

45 à 170 cm : Jaunâtre, limono-argilo-sableux, lamellaire, humide (ancienne terrasse).

[1] Profil décrit par F. Bourgeat (1964), p. 35.

Dans les hautes plaines alluviales du massif ancien, les levées sont bien marquées en bordure des lits apparents mais étroites. Le lit apparent est plus encaissé, les crues plus rapides, la sélection des particules moins nette, les débits solides plus importants.

e *Caractéristiques physiques et chimiques*

Réaction :

Exception faite pour les sols de levée du massif ancien où le pH est en général franchement acide (valeurs voisines de 5,5), dans les sols de levée des basses plaines alluviales de l'Ouest, la réaction est toujours neutre à faiblement alcaline. Les valeurs du pH varient le plus souvent entre 6,5 et 7,5, atteignant rarement 8.

Dans l'Extrême-Nord (Bas-Sambirano et plaines d'Ambilobe-Mahavavy du Nord) le climat plus humide, aussi bien dans les bassins versants que dans les basses plaines alluviales, a pour conséquence une tendance nette à l'acidité même dans les dépôts récents. Ce fait ressort des prospections faites dans cette région, en particulier par P. SEGALEN [1]. Corrélativement, on observe une désaturation plus ou moins poussée du complexe absorbant.

Granulométrie :

Dans la majorité des cas, ces sols se caractérisent par une richesse en sables fins dont les teneurs atteignent en moyenne 50 à 80%. Il y a peu de sables grossiers. Même dans les sédiments les plus fins, il est rare que la somme (argile+limon) dépasse 50% de l'ensemble. Sauf sur les Hauts-Plateaux où il est bas, le rapport limon/argile est assez variable mais rarement inférieur à 0,5; il augmente et devient parfois supérieur à 1 quand la teneur en sables fins diminue. Dans les basses plaines de la zone sédimentaire, le taux d'argile dans les sédiments de levées ne dépasse qu'exceptionnellement 30%.

Matière organique :

Ces sols minéraux bruts sont généralement pauvres en matière organique dont les teneurs sont le plus souvent inférieures à 1,5%. L'humification est faible (débris végétaux encore structurés) et le rapport C/N est souvent égal ou supérieur à 15 [2].

Complexe absorbant :

Les sols de levées des Hauts-Plateaux se distinguent par un pourcentage de saturation très faible et peu d'éléments échangeables. Au contraire, la quasi-totalité des sols de levées alluviales de l'Ouest ont un complexe absorbant richement pourvu. Les teneurs en chaux et en magnésie sont souvent très élevées, mais celles en potassium échangeable sont fréquemment moyennes à pauvres.

Les réserves minérales sont élevées, surtout en chaux et en potasse.

L'étude de la fraction argileuse montre que sur les Hauts-Plateaux et dans les plaines deltaïques situées à proximité du massif ancien, les sols de levées contiennent surtout de la kaolinite et un peu d'illite, avec des traces d'hydroxydes. Dans la plupart des basses plaines

[1] P. SEGALEN (1956 d) (1956 e).

[2] Des valeurs élevées du rapport C/N peuvent être également imputées à la présence de débris charbonneux provenant du brûlis de la végétation naturelle avant la mise en culture.

alluviales, la fraction argileuse de ces sols est constituée par l'association montmorillonite — kaolinite — illite, la montmorillonite constituant en moyenne 50 à 80% de cette fraction. On y trouve également des traces de gibbsite et de goethite.

Sols peu évolués d'apport fluviatile

Sous-groupe modal

a *Localisation, Végétation, Drainage*

Il s'agit des sols de levées anciennes, lesquelles ne sont en général bien conservées qu'en bordure des anciens bras ou des anciens méandres encore visibles dans la morphologie actuelle. On ne les observe que dans les basses plaines où la divagation du lit apparent a pu s'exercer avec une certaine ampleur, en particulier dans les plaines deltaïques du Fiherenana, du Mangoky, du Manambolo, de la Mahavavy du Nord. La topographie en rides est parfois conservée. Outre les espèces herbacées citées précédemment, le couvert végétal naturel comprend également un certain nombre d'espèces arbustives ou d'arbrisseaux en particulier :

— *Pluchea sp.* (Famonty) Composées;
— *Mollugo decandra* (Pisopiso) Aizoacées;
— *Sesbania sp.* (Kantsakantsa) Légumineuses;
— *Gossypium arboreum* (Asy Hitoka) Malvacées;
— *Acacia sp.* (Fatipatika) Légumineuses;
— *Indigofera sp.* (Netse) Légumineuses;
— *Abutilon greveanum* (Lahirika) Malvacées;
— *Eriosema psoraleoïdes* (Kiritsakiritsa) Légumineuses;
— *Zisyphus jujuba* (Mokonazo) Rhamnacées.

Dans certains cas, ces sols sont couverts par la forêt sèche tropophile de l'Ouest dont les espèces principales sont :

— *Tamarindus indica* (Kily) Légumineuses;
— *Celastrus linearis* (Tsingilofilo) Célastracées;
— *Gymnosporia linearis* (Tsingilo) Célastracées;
— *Cryptostegia madagascariensis* (Lombiro) Asclepiadacées;
— *Stereospermum euphoroïdes* (Mangarahara) Bignoniacées;
— *Acacia morondavensis* (Robontsy) Légumineuses;
— *Ficus sakalavarum* (Adabo) Moracées;
— *Poupartia caffra* (Sakoa) Anacardiacées.

Cette forêt tropophile plus ou moins dégradée occupe habituellement les plaines d'inondation anciennes ou la bordure des plaines alluviales (en général c'est la végétation climacique sur la couverture sableuse pliocène).

Ces sols sont en général très perméables et à pédoclimat plus sec que celui des sols sur levées récentes ou actuelles, car ils ne bénéficient plus des inondations, sauf crues exceptionnelles.

b *Morphologie*

Ce sont des sols à profil A C, avec un horizon humifère plus ou moins bien différencié. On y observe parfois les traces d'une faible hydromorphie temporaire.

FACIES A RÉACTION NEUTRE OU MODÉRÉMENT ALCALINE

PROFIL n° A 9 (2.1.1.Aa).

Unité alluviale: Plaine deltaïque du Mangoky, près du village Amborovoky.

Situation : $X = 127{,}1$ $Y = 487{,}2$ $Z = 29$ m.

Végétation : Forêt sèche dense, avec grands arbres. Litière de feuilles sèches et brindilles en surface du sol.

0 à 20 cm : Horizon brun-gris, nettement humifère, limoneux à limono-sableux fin, structure grumeleuse, enracinement important, cohésion moyenne.

20 à 120 cm : Passage progressif à un horizon jaune-beige assez durci, massif secondairement nuciforme à particulaire, sablo-limoneux, un peu micacé. Enracinement moyen, cohésion assez bonne.

PROFIL n° A 10 (2.1.1.a).

Unité alluviale: Plaine deltaïque du Mangoky, près du village Andobolava.

Situation : $X = 120{,}4$ $Y = 512{,}5$ $Z = 10{,}5$ m.

Végétation : Brousse arbustive secondaire sur ancien défrichement, à *Pluchea sp.* (Famonty) et *Stéreospermum euphoroïdes* (Mangarahara).

0 à 40 cm : Horizon brun-jaune (Munsell à sec : 10 YR—6/3, humide : 10 YR—3/4), un peu humifère, limono-sableux fin. Structure nuciforme à tendance particulaire. Enracinement faible, cohésion faible.

40 à 100 cm : Horizon beige jaunâtre (10 YR—5/4, humide : 10 YR—3/3), argilo-limono-sableux fin; structure plus ou moins feuilletée, très micacé, cohésion faible.

PROFIL n° A 11 (2.1.1.Aa).

Unité alluviale: Plaine deltaïque du Fiherenana, environs de Tuléar.

Situation : $X = 116$ $Y = 307{,}5$ $Z = 6$ m.

Végétation : Jachère à *Cynodon dactylon* et herbacées diverses.

0 à 25 cm : Horizon brun-jaune, un peu humifère, limono-sableux fin, un peu micacé. Structure faiblement nuciforme, secondairement particulaire. Enracinement moyen, cohésion faible. Légèrement calcaire.

25 à 90 cm : Horizon beige, sableux fin, un peu micacé, particulaire. Un peu calcaire.

c *Caractéristiques physiques et chimiques*

Ces sols diffèrent de ceux des levées récentes par une certaine richesse en matière organique (dans quelques cas le taux de celle-ci peut atteindre 3 à 4%) et une différenciation plus ou moins nette d'un horizon de surface, par une structure assez bien développée. Ils s'en rapprochent par l'ensemble de leurs autres caractères. Il faut ajouter que le dépôt des matériaux originels remonte tout au plus à la période subactuelle et que dans ces matériaux particulièrement sableux l'évolution pédologique est lente.

CONCLUSION

a) Le lit apparent et ses abords atteignent un développement maximal dans les basses vallées de la zone sédimentaire, pour les cours d'eau de l'Ouest. Les galets y sont rares et proviennent du remaniement de formations anciennes.

b) Les sédiments sableux de lit ont le plus souvent une médiane comprise entre 0,25 et 0,50 mm. Les sables estuariens sont plus fins (0,12 à 0,16 mm). Le triage de ces sédiments est plus poussé dans les basses vallées que dans les hauts cours du massif ancien.

c) Les grains de quartz se caractérisent par une usure généralement faible et les grains subanguleux ou peu usés dominent, surtout dans les apports en provenance du socle ancien qui prédominent le plus souvent (transports sur le fond). Les apports de la zone sédimentaire se manifestent surtout par la présence de grains plus ou moins affectés d'un picotis superficiel, mais ces grains picotés sont également fréquents dans les sables du massif ancien.

d) L'étude des minéraux lourds met en évidence l'influence des cours d'eau provenant de la zone sédimentaire : dans les sédiments sableux de ces affluents, l'association grenat-zircon est dominante, alors que l'amphibole caractérise les apports du socle. Par conséquent, l'enrichissement en grenat et zircon des sables de lit dans les basses plaines alluviales est fonction de l'étendue et du drainage des bassins sédimentaires.

e) Les levées alluviales sont caractérisées par une structure litée avec alternance de sables fins et de dépôts limono-argileux, lesquels deviennent d'autant plus épais qu'on se rapproche de la plaine d'inondation.

f) L'étude granulométrique des sédiments de levées révèle la présence de deux ou plusieurs stocks granulométriques à évolution différente, la fraction fine étant généralement moins évoluée que la fraction grossière. Les particules de dimension comprise entre 10 et 100 microns constituent la plus grande partie de ces sédiments.

g) Les sols de levées se classent soit dans les sols minéraux bruts (sous-groupe fluviatile) soit dans les sols peu évolués à profil AC (sous-groupe modal). Ils constituent une grande partie des terres dites de « Baiboa » caractérisées en particulier par des lits de sable fin très riches en micas et soumises aux inondations annuelles.

Une végétation arborée ou arbustive peut s'installer sur les levées anciennes. Celles-ci ne sont bien développées que dans les plaines deltaïques en progression sur le littoral, et suffisamment étendues, comme celle du Mangoky.

CHAPITRE X

LA PLAINE D'INONDATION

Le terme « plaine d'inondation » englobe le lit majeur de ces basses vallées et des plaines de niveau de base. Ce lit majeur peut atteindre lors des fortes crues et selon les cours d'eau plusieurs dizaines de kilomètres de large.

Dans le détail, l'inondation en période pluvieuse est loin d'être généralisée, aussi bien dans le temps que dans l'espace. D'anciens bras redeviennent épisodiquement fonctionnels, des modifications locales du cours principal peuvent se produire, si bien que la répartition des zones régulièrement inondées est en perpétuelle évolution. La végétation elle-même, en se développant, modifie plus ou moins le régime de l'alluvionnement.

Le mauvais drainage de ces surfaces inondées épisodiquement est dû à la topographie et à la nature même des sédiments de texture fine à très fine. De plus, en saison des pluies, les eaux de ruissellement superficiel peuvent à elles seules causer l'inondation temporaire de certaines zones.

On doit cependant distinguer dans ce milieu trois unités géomorphologiques et sédimentologiques fondamentales :

— les terrasses inondables et les surfaces d'épandage;

— les cuvettes de débordement, les zones de concentration temporaire et les dépressions marginales;

— les surfaces de décantation sur dépôts fluvio-marins subactuels. Par souci de logique et de clarté dans l'exposé des faits, l'étude de ces surfaces sera faite après celle du milieu fluvio-marin (cfr chap. III et IV).

I. LES TERRASSES INONDABLES ET LES SURFACES D'ÉPANDAGE

1 Caractères morphologiques

La terrasse inondable se forme par comblement des anciens lits, débordement et recouvrement des levées, colmatage des cuvettes de débordement. Elle correspond le plus souvent à la cote moyenne maximale atteinte par le remblaiement récent. On peut estimer son altitude moyenne au-dessus du lit apparent (basses eaux) à 2,5 à 3 m dans les basses vallées, à 1 à 1,5 m dans le front des plaines deltaïques. Une altitude de 4 à 5 m qui est généralement celle des levées bien individualisées, est exceptionnelle.

Si le remblaiement est actif, les levées de berge se distinguent davantage par leur type de sédiment et leur microrelief, que par leur altitude, de la terrasse récente. Elles sont en effet constituées par des sables fins apportés en suspension et abondonnés en premier lieu quand la profondeur de l'eau, et par suite la vitesse du courant, diminuent.

Les levées ne forment un bourrelet de berge très marqué que lorsque le lit apparent est en voie d'exhaussement au-dessus de la plaine de niveau de base.

Les coupes de la terrasse inondable sont généralement bien visibles dans les abrupts concaves du lit apparent. A mesure qu'on remonte en amont dans les basses vallées, le lit tend à s'encaisser dans sa plaine d'inondation (même si sa pente est voisine de celle d'un profil d'équilibre) puisque les dépôts récents allongent son cours, et la fréquence des inondations diminue d'aval en amont, sauf dans les secteurs où l'étroitesse du lit (tracés en gorges) entraîne une montée rapide des eaux.

Ainsi, la pente du profil en long de la terrasse inondable est en principe très légèrement supérieure à celle du lit apparent.

Cette terrasse inondable est essentiellement liée, à notre avis, au régime hydrologique saisonnier des cours d'eau du versant occidental. D'un point de vue purement géomorphologique, il ne semble pas que l'on puisse dans l'Ouest et le Nord-Ouest différencier le plus souvent la terrasse que nous appelons inondable d'une terrasse plus récente, comme l'a fait R. Battistini dans l'Extrême-Sud [1]. En effet, l'existence d'une « moyenne » terrasse suppose une phase de creusement : or, le remblaiement a atteint sa cote maximale à une période récente et masqué les phases intermédiaires du façonnement des basses vallées. La plupart des rivières occidentales remblaient encore activement dans leur bas cours et, lorsqu'il y a érosion, celle-ci résulte surtout des déplacements latéraux, parfois de la migration des méandres, du cours principal.

Même dans l'Extrême-Sud, il apparaît qu'en beaucoup d'endroits, l'altitude de la moyenne terrasse sur les grandes rivières, comme le Mandrare ou la Menarandra, ne dépasse guère l'altitude des plus fortes crues et son individualité mieux marquée peut aussi être attribuée à des causes climatiques (régime hydrologique semi-aride).

Certes, comme nous le verrons, il existe sur les terrasses plus anciennes, dans les cuvettes et les dépressions aujourd'hui éloignées du lit apparent, des nuances notables dans l'évolution pédogénétique, mais c'est le déplacement latéral des axes de remblaiement maximal qui en est la cause.

En effet, par suite de la régression d'une partie du réseau hydrographique, certaines terrasses peuvent n'être plus alluvionnées que très rarement et par des eaux très peu chargées. Cela permet le développement d'une végétation dense, parfois forestière et une certaine évolution des sols.

Par ailleurs, il est bien rare que la terrasse inondable se suive à une altitude relative constante sur de très longues distances. Il existe des zones de faiblesse (souvent d'ailleurs d'anciens chenaux secondaires imparfaitement comblés) où l'onde de crue peut s'engager et alluvionner.

[1] R. Battistini (1964), pp. 127-129.

Dans les plaines de niveau de base, et particulièrement dans les zones intermédiaires avec le milieu fluvio-marin (zones soumises à l'influence de la nappe salée littorale), la terrasse inondable est souvent beaucoup plus étendue, mais moins bien individualisée que dans les basses vallées sédimentaires (il en est d'ailleurs de même pour les cuvettes de débordement). La transition avec des zones faiblement dépressionnaires est alors insensible et il se crée un réseau de drainage diffus ou anatomosé caractéristique des « surfaces d'épandage ».

2 Caractères granulométriques

Les courbes cumulatives semi-logarithmiques des sédiments de terrasses et de surfaces d'épandage sont le plus souvent légèrement concaves vers le haut, c'est-à-dire à faciès plus ou moins « parabolique » (cfr fig. 41-42-43). D'une manière générale, ces sédiments sont constitués par des stocks granulométriques relativement homogènes. Ils occupent dans les plaines de niveau de base des surfaces importantes et correspondant à des dépôts par excès de charge sous une épaisseur d'eau relativement faible, le plus souvent inférieure à 1 m. La morphologie même des dépôts confirme l'homogénéité de ces sédiments : on observe en effet sur les abrupts d'érosion une succession de strates relativement régulières de 30 à 50 cm d'épaisseur au maximum, qui diffèrent davantage par leur degré d'évolution subaérienne (paléosols, richesse en matière organique, horizons structuraux, couleur) que par leur nature sédimentologique.

L'analyse des courbes montre par ailleurs que dans les rivières dont la basse vallée exerce dans le transport des sédiments une action plus marquée (cas du Mangoky), le triage des dépôts de terrasse inondable est plus poussé et tend dans certains cas vers le faciès logarithmique. Cette tendance est d'ailleurs générale pour ce type de sédiments, mais plus ou moins accentuée. C'est ce que confirment les valeurs de l'indice d'évolution *n*.

Cependant, comme pour les sédiments de levée, on peut dire que l'évolution sur le profil en long n'est pas nette et qu'il faudrait sans doute un très grand nombre de prélèvements pour conclure. C'est surtout la zonation transversale des milieux de sédimentation qui intervient dans l'évolution granulométrique des sédiments fins. Il semble que la tendance au faciès logarithmique des sédiments de terrasse puisse s'observer dans n'importe quelle portion des basses vallées sédimentaires, de même que le faciès parabolique peut se maintenir, comme nous le verrons, jusque dans la partie tout à fait terminale du profil en long, entre autres dans les zones de mangroves.

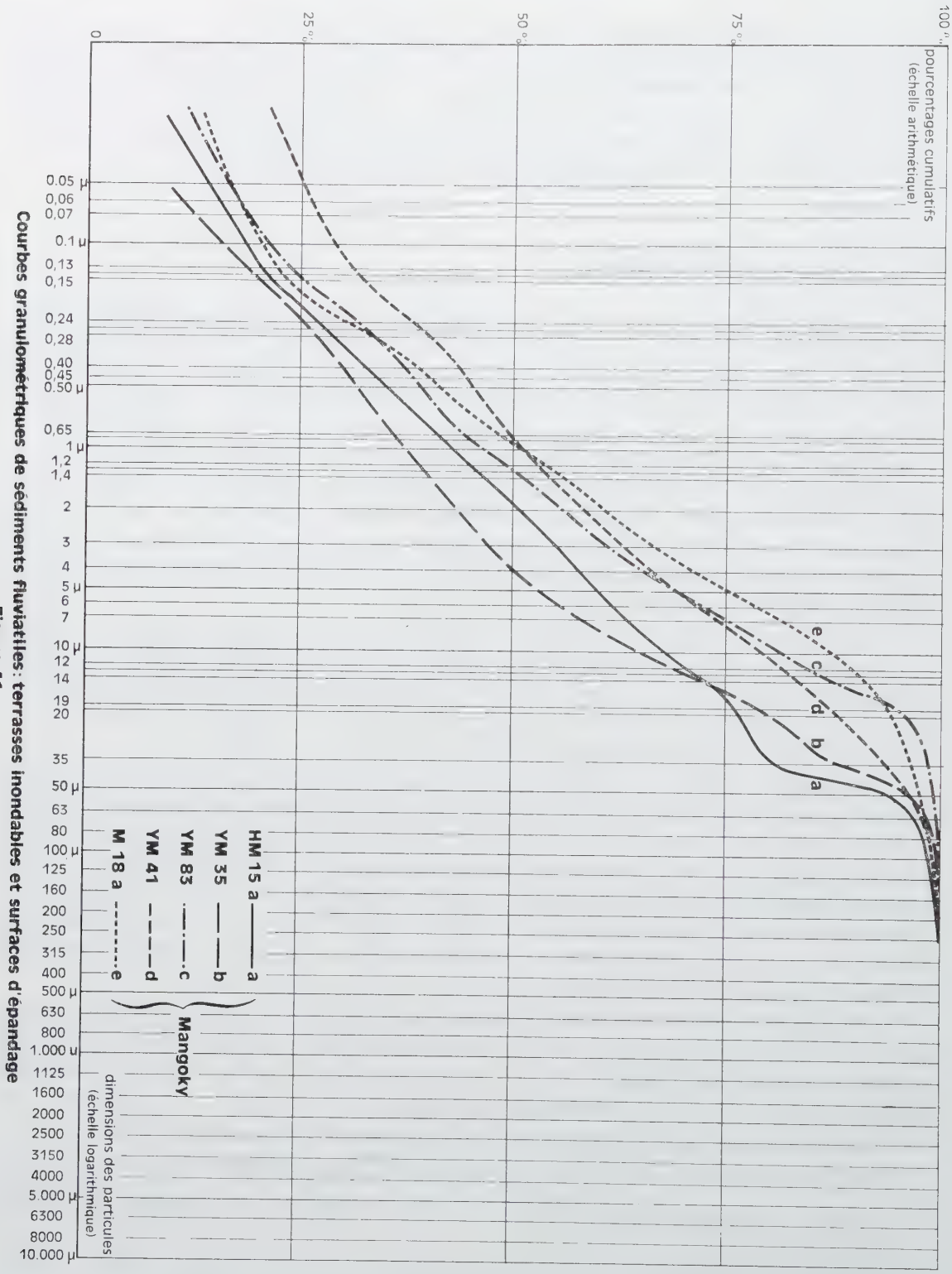
De même, certains échantillons peuvent présenter sur une partie importante de leur courbe granulométrique une tendance au faciès hyperbolique de décantation (par exemple courbe *f* de la fig. 42). Ce faciès s'observe couramment pour la fraction la plus grossière des échantillons, constituée essentiellement par des micas.

Les caractères généraux des sédiments de terrasses sont les suivants :

— il y a très peu de particules de diamètre supérieur à 100 microns.

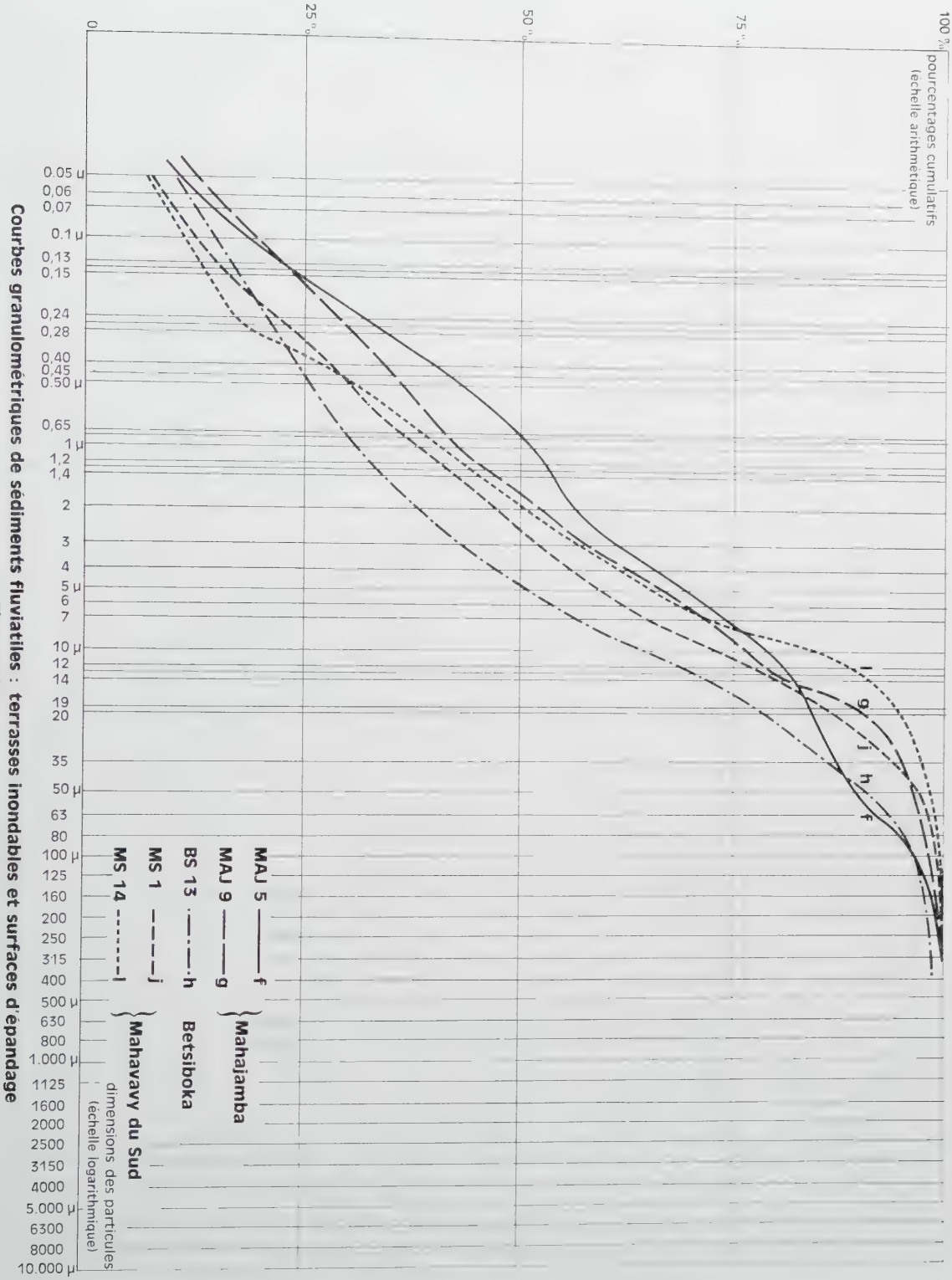
— la fraction argileuse proprement dite (<2 microns) constitue très souvent plus de 50% du sédiment;

— les valeurs de l'indice d'évolution *n* sont fréquemment comprises entre – 0,8 et – 1. Elles



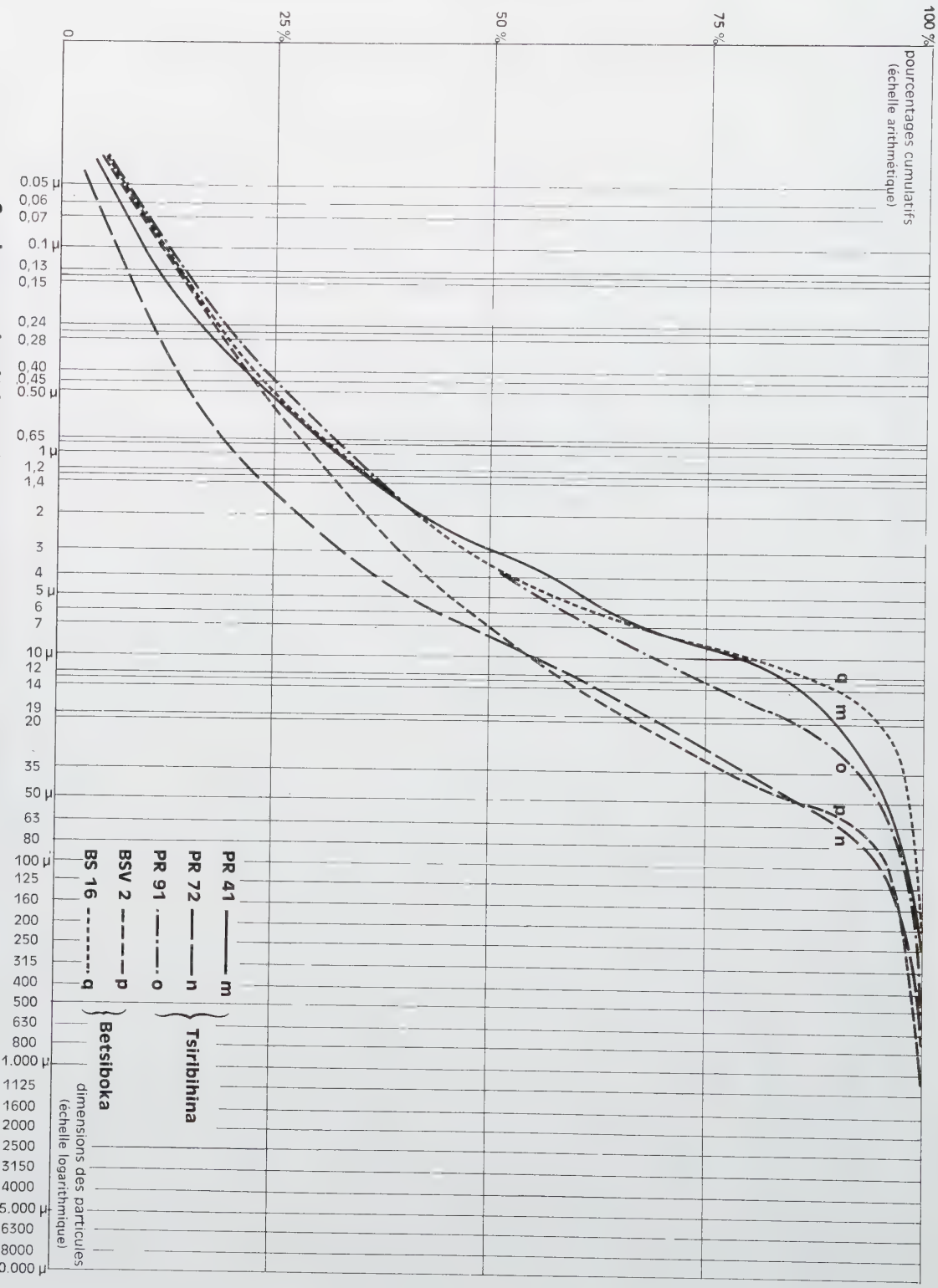
Courbes granulométriques de sédiments fluviatiles : terrasses inondables et surfaces d'épandage

Figure 41



Courbes granulométriques de sédiments fluviatiles : terrasses inondables et surfaces d'épandage

Figure 42



Courbes granulométriques de sédiments fluviatiles : terrasses inondables et surfaces d'épandage

Figure 43

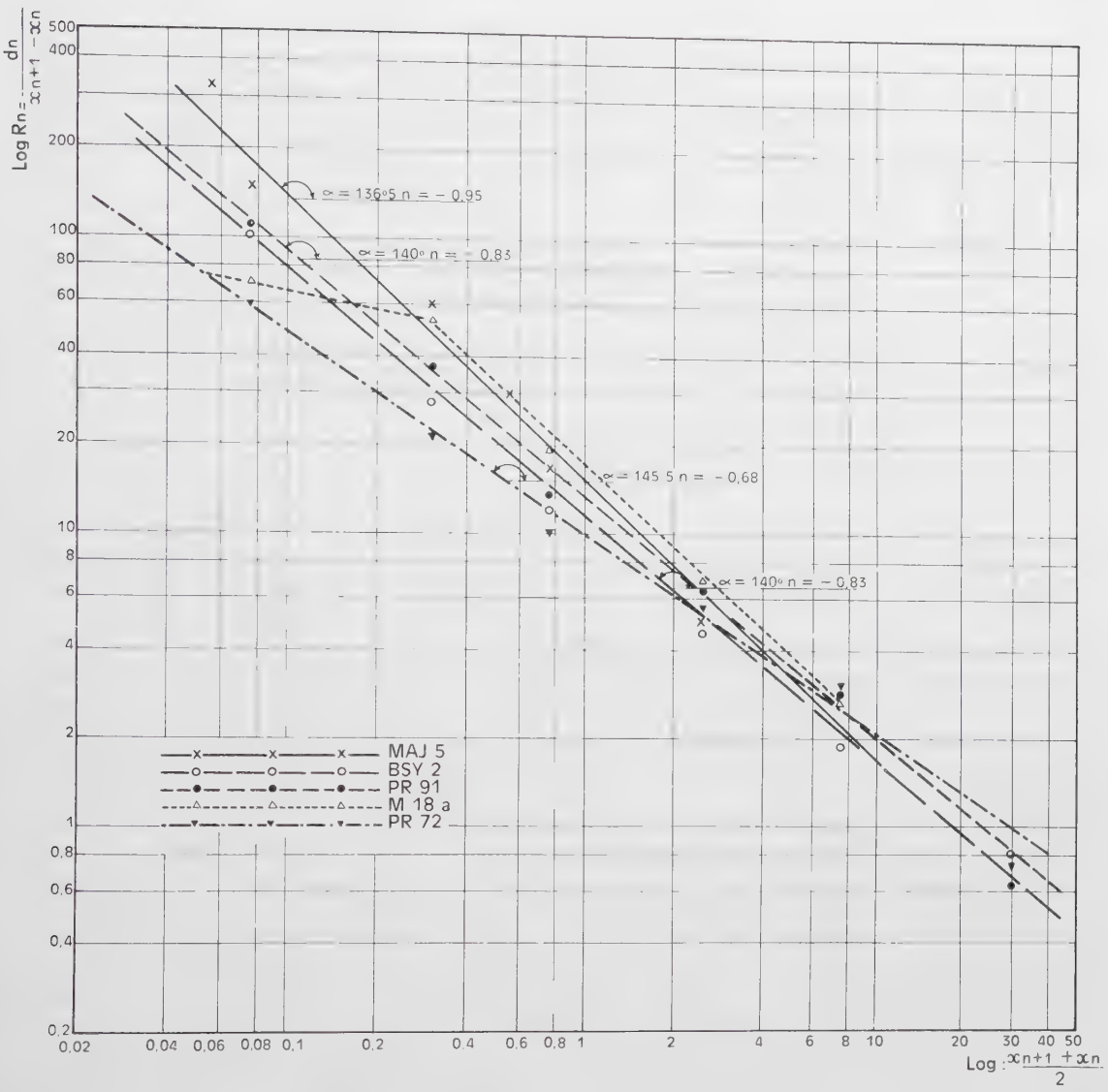


Figure 44

Degré d'évolution des sédiments de Terrasses inondables

atteignent exceptionnellement −0,6. Pour la plus grande partie du sédiment, la courbe de fréquence bilogarithmique est représentée par une seule droite (fig. 44);

— la grossièreté des sédiments de terrasses et de surfaces d'épandage, figurée par les valeurs de la médiane, est en moyenne de l'ordre du micron à quelques microns. L'indice d'hétérométrie de Cailleux varie entre 2 et 3,5.

3 Végétation

Celle-ci est constituée soit par une couverture herbacée comprenant les mêmes espèces que celles citées pour les sols de levées, soit, sur les terrasses stabilisées ou éloignées du lit apparent actuel, par la forêt sèche tropophile plus ou moins dégradée.

Certaines espèces affectionnant surtout les sols argileux, telles *Sporobolus rhyzomatosus* Graminées, ne sont pas rares. Dans les plaines du Centre-Ouest et du Nord-Ouest (en particulier dans le Bas-Manambolo et la plaine de Maintirano) on observe sur de vastes étendues des savanes herbacées et arbustives avec les espèces suivantes :

— *Eriochloa sp.* (Mamakihoho) Graminées;
— *Botriochloa glabra* (Mahafiloha) Graminées;
— *Hyphaena Shatan* (Satra) Palmées;
— *Phoenix reclinata* (Kalalo) Palmées;
— *Indigofera compressa* (Jiro) Légumineuses;
— *Zizyphus jujuba* (Mokonazo) Rhamnacées.

et deux grands palmiers :

— *Borassus madagascariensis* (Dimaka) Palmées;
— *Medemia nobilis* (Satrabe) Palmées.

Localement, le long des basses vallées et du lit apparent, on peut voir, sur des espaces limités, une forêt à grands arbres (forêt d'alluvions) avec entre autres : *Tamarindus indica* (Kily) Légumineuse très ubiquiste, et plus spécialement *Eugénia sp.* (Rotra) Myrtacées, Ficus sakalavarum Moracées, *Albizzia sp.* Légumineuse, *Cephallanthus spatelliferus*, Rubiacées.

4 Les sols de terrasses inondables et de surfaces d'épandage

SOLS PEU ÉVOLUÉS

Sous-groupe modal

FACIÈS A RÉACTION NEUTRE OU MODÉRÉMENT ALCALINE

PROFIL n° A 12 (2.1.1.Aa).

Unité alluviale: Plaine deltaïque du Mangoky.

Situation : $X = 108{,}2$ $Y = 497{,}4$ $Z = 17$ m
près du village Namatoa.

Végétation : Forêt sèche dégradée à *Tamarindus indicus* (Kily), *Stereospermum euphoroïdes* (Mangarahara), *Albizzia bernieri* (Halomboro), *Tylachium heterophyllum* (Somangy), *Hyphaene shatan* (Satra), *Poupartia caffra* (Sakoa), *Indigofera sp.* (Netse). Tapis herbacé clairsemé de *Cynodon dactylon.* (Mandavohita).

Morphologie

0 à 15 cm : Horizon grisâtre (Munsell à sec : 10 YR—4/2, humide : 10 YR—4/3), un peu humifère, argilo-limono-sableux fin. Structure faiblement grumeleuse à nuciforme, secondairement particulaire fine. Enracinement moyen, cohésion faible.

0,15 à 1,1 m : Passage progressif à un horizon brun-jaune (Munsell à sec : 10 YR –6/4, humide : 10 YR – 4/3), argilo-limono-sableux fin, un peu micacé. Structure nuciforme grossière, secondairement particulaire. Enracinement moyen, cohésion faible.

1,1 à 2 m : Horizon jaune-beige, sableux fin limoneux, micacé. Structure à tendance particulaire fine. Cohésion faible, enracinement très important.

+ 2 m. : Sable fin micacé beige clair, sans cohésion.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est neutre.

La fraction sableuse fine domine même en surface et sa teneur atteint 50 à 60% : il s'agit d'une ancienne levée ayant évolué en terrasse comme le montrent les horizons profonds. Le rapport limon/argile est supérieur à 0,5. Il y a très peu de sable grossier.

La teneur en matière organique ne dépasse pas 1,5% dans l'horizon de surface et le rapport C/N est bas, voisin de 8.

Le complexe absorbant est bien pourvu en éléments échangeables et le pourcentage de saturation élevé (75 à 85%). Il y a très peu de sels solubles.

La fraction argileuse comprend surtout de la montmorillonite (environ 70%), de la kaolinite et un minéral à 10 Å de la famille des micas.

PROFIL n° A 13 (2.1.1.Aa).

Unité alluviale : Plaine deltaïque du Manambolo.

Situation : $X = 187$ $Y = 769{,}8$ $Z = 8$ m
près du village Andimaka.

Végétation : Culture sèche de coton; défrichement récent d'une prairie dense à *Botriochloa glabra* (Mahafiloha). Quelques *Hyphaene shatan* (Satra).

Morphologie

0 à 25 cm : Horizon de labour, noir (Munsell à sec : 10 YR –4/1, humide : 10 YR –2/1), argilo-sableux. Structure grumeleuse à polyédrique fine bien développée, finement crevassé, nombreuses radicelles, porosité élevée, cohésion moyenne.

25 à 50 cm : Horizon brun-jaune, à nombreuses migrations noirâtres de l'horizon supérieur sur le trajet de racines et de vers. Argilo-sableux fin, massif, assez tassé.

0,5 à 1,4 m : Horizon brun-jaune à beige clair, sableux fin micacé, à tendance particulaire.

+ 1,4 m : Transition brutale avec une argile gris clair à cassure mate, à marbrures ocre-jaune, et sables infiltrés dans d'anciennes fentes de dessication (dépôt pliocène probable).

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est faiblement acide en surface à neutre en profondeur.

Le sable fin domine, mais le taux d'argile dépasse 20% dans l'horizon supérieur. Le rapport limon/argile est voisin de 0,5.

L'horizon de culture est riche en matière organique dont la teneur dépasse 8% mais l'humification est faible et le rapport C/N très élevé (débris charbonneux). L'horizon sous-jacent contient encore 2% de matière organique.

Le complexe absorbant a une capacité d'échange supérieure ou égale à 20 m.e. pour

100 g dans les horizons supérieurs et le pourcentage de saturation est assez élevé (60 à 80). Ce complexe est surtout bien pourvu en calcium et en magnésium. Il y a très peu de sels solubles.

La fraction argileuse des horizons supérieurs est constituée par de la montmorillonite et de la kaolinite en proportions à peu près égales. Dans l'argile ancienne de profondeur, la montmorillonite domine (environ 80%) avec un peu de kaolinite et d'illite.

FACIÈS À RÉACTION ACIDE[1]

PROFIL n° A 14 (2.1.1.A).

Unité alluviale: Basse vallée du Kamoro.

Situation : Près du village Anjiajia.

Végétation : Forêt galerie à *Ficus sakalavarum* (Adabo) et *Archonea sp.* (Sargoavy).

Morphologie [2]

0 à 8 cm : Brun-jaune tacheté de rouge, limono-argileux, structure polyédrique, peu micacé, un peu humifère.

8 à 30 cm : Brun-rouge, limono-argileux, structure polyédrique, bonne porosité, peu micacé, un peu humifère.

30 à 70 cm : Rouge brunâtre, limono-argileux à limono-argilo-sableux peu micacé, humide, assez compact.

70 à 150 cm : Horizon brun-rouge, limono-argileux, très micacé.

+ 150 cm : Sable particulaire blanchâtre.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est neutre à faiblement acide.

La fraction limoneuse domine (34 à 48%) et la fraction argileuse est importante (28 à 35%). Il y a très peu de sable grossier. Le rapport limon/argile est supérieur à 1 dans tout le profil.

Le taux de matière organique n'est pas très élevé (2,2% en surface), mais reste supérieur à 1% dans les horizons supérieurs. L'humification est très faible.

Le complexe absorbant est assez bien pourvu en éléments échangeables, surtout en chaux et en magnésie. La capacité d'échange varie entre 25 et 35 m.e. pour 100 g. Les réserves minérales sont bonnes.

PROFIL n° A 15 (2.1.1.Ab).

Unité alluviale: Plaine de Maintirano

Situation : $X = 154{,}9$ $Y = 879{,}2$ $Z = 10$ m
près du village Morafeno.

Végétation : Forêt sèche dégradée. Tapis herbacé à *Panicum voeltzkowii* (Ahidaly).

Morphologie

0 à 28 cm : Horizon brun rougeâtre (Munsell à sec : 7,5 YR—6/6, humide : 7,5 YR—6/8), peu humifère. Argileux, structure grumeleuse à polyédrique fine. Enracinement important. Finement crevassé, cohésion assez forte.

[1] Les sols alluviaux peu évolués à réaction acide sont plus fréquents dans le Nord-Ouest que dans l'Ouest proprement dit, à cause du climat plus humide et de la grande prépondérance des apports du massif ancien. Ils ont été décrits dans les basses vallées de la Betsiboka et de la Mahajamba en particulier par P. SEGALEN (1956), pp. 236-241.

[2] Profil décrit par F. BOURGEAT (1964), p. 31.

28 à 100 cm : Horizon brun-rouge vif (Munsell à sec : 7,5 YR—6/6, humide : 5 YR—5/6), un peu durci homogène. Argilo-sableux, structure faiblement nuciforme à massive, secondairement particulaire fine. Humide et un peu plastique en profondeur.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est nettement acide : pH 5,5 à 5,6.

La teneur en argile atteint 35 à 40% et le rapport limon/argile varie entre 0,6 en surface et 0,2 en profondeur où le sable fin est la fraction dominante. Il n'y a pas de sable grossier.

Le taux de matière organique est faible même en surface, inférieur à 1% et le rapport C/N élevé (brûlis). Le complexe absorbant a une capacité d'échange variant entre 10 et 15 m.e. pour 100 g et il est assez bien pourvu en éléments échangeables. Les réserves minérales sont médiocres.

La fraction argileuse est constituée par une association de kaolinite-montmorillonite, la kaolinite étant dominante.

PROFIL n° A 16 (2.1.1.Ab).

Unité alluviale : Plaine de Besalampy.

Situation : $X = 206{,}3$ $Y = 1.058$ $Z = 12$ m
environs du village Sambaokofa.

Végétation : Pseudo-steppe à *Hypparhenia rufa* (Vero) brûlée. Quelques *Pourpartia caffra* (Sakoa) et *Hyphaene shatan* (Satra).

Morphologie

0 à 35 cm : Horizon brun, finement crevassé, argilo-limoneux. Structure à tendance grumeleuse, enracinement important.

35 à 90 cm : Horizon brun-jaune à brun rougeâtre, limoneux, structure faiblement nuciforme secondairement particulaire fine. Enracinement moyen.

+ 90 cm : Horizon brun-jaune, limono-sableux fin, micacé à tendance particulaire.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est nettement acide : pH 4,8 à 5,4.

La teneur en argile diminue de la surface en profondeur (41 à 21%) tandis que la teneur en sable fin passe de 20 à 65%. Le rapport limon/argile est compris entre 0,5 et 1. Il y a très peu de sable grossier.

Le taux de matière organique dépasse 4% en surface, mais l'humification est médiocre et le rapport C/N élevé (brûlis).

La capacité d'échange du complexe absorbant est assez élevée au moins en surface et le pourcentage de saturation atteint 40 à 65%. Les réserves minérales sont moyennes.

La fraction argileuse est constituée par l'association montmorillonite (60 à 70%) et kaolinite.

PROFIL n° A 17 (2.1.1.Ab).

Unité alluviale : Plaine de l'Ifasy.

Situation : Près d'Ampondramivory, environs de Beramanja.

Végétation : Couvert herbacé et *Mimosa asperata*.

Morphologie[1]

0 à 20 cm : Brun-gris, limono-sableux fin, structure polyédrique, porosité ordinaire et tubulaire, cohésion moyenne.

20 à 40 cm : Brun-jaune, sablo-limoneux; polyédrique, porosité ordinaire, cohésion moyenne.

40 à 50 cm : Brun, sablo-limoneux, polyédrique, porosité ordinaire et tubulaire, cohésion faible.

+ 50 cm : Brun-jaune, sableux, à tendance particulaire, poreux.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est acide dans tout le profil : pH 5,2.

Le rapport limon/argile est supérieur à 1 et la teneur en éléments fins (argile+limon) dépasse 40% en surface, la sable fin dominant surtout en profondeur. Il n'y a pas de sable grossier.

Le taux de matière organique est de l'ordre de 4% avec un rapport C/N voisin de 10.

La capacité d'échange du complexe absorbant atteint 30 m.e. pour 100 g. Les teneurs en éléments échangeables sont assez élevées, les réserves minérales bonnes, surtout en potasse et en acide phosphorique.

FACIÈS CARBONATÉ

PROFIL n° A 18 (2.1.1.Ac).

Unité alluviale: Plaine deltaïque du Mangoky.

Situation : $X = 136{,}2$ $Y = 474{,}5$ $Z = 42{,}5$ m
près du village Tsihatay.

Végétation : Brousse arbustive secondaire à dominance de *Croton jeniryanum* (Katepoka).

Morphologie

0 à 30 cm : Horizon brun foncé (Munsell à sec : 10 YR −5/1, humide : 10 YR −3/2) un peu humifère, argilo-limono-sableux fin. Structure nuciforme à polyédrique fine, cohésion assez forte, enracinement dispersé.

30 à 55 cm : Horizon brun-jaune clair (Munsell à sec : 10 YR −6/2, humide : 10 YR −4/2), à nombreuses petites taches blanches calcaires, argilo-sableux fin. Massif et tassé, secondairement nuciforme, enracinement faible, forte cohésion.

55 à 80 cm : Horizon beige, sableux fin; micacé, particulaire.

0,8 à 1,1 m : Horizon brun-jaune, argileux, massif très durci.

1,1 à 2,1 m : Brun-jaune, argilo-limono-sableux fin, micacé, assez tassé.

2,1 à 2,3 m : Sable grossier blanchâtre.

2,3 à 4 m : Brun-jaune, argilo-limono-sableux fin, micacé, un peu plastique, avec taches gris clair diffuses effervescentes à l'acide.

4,4 à 5 m : Brun-jaune argileux, très plastique.

+ 4,5 m : Sable fin beige, micacé, très humide.

Ce profil profond montre les strates dues aux variations du milieu de sédimentation en tête de delta, comme cela est fréquent pour les terrasses récentes (alternance de dépôts sableux fins : levées de berges, et de dépôts plus argileux : terrasses inondables). La présence de faibles

[1] Profil décrit par P. SEGALEN (1956 e), p. 356.

quantités de calcaire est due à l'évaporation en saison sèche, après abaissement de la nappe temporaire, d'eaux chargées en calcium au contact de reliefs résiduels de calcaire éocène proches et qui constituent vraisemblablement dans cette zone le soubassement de la plaine alluviale.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est modérément alcaline dans l'horizon de surface et fortement alcaline (pH 8,9) dans l'horizon moyen qui contient 4% de calcaire. Les sels solubles sont en faible quantité. Sable fin et argile dominent dans les horizons supérieurs.

Le taux de matière organique atteint près de 3% dans l'horizon de surface, 1% dans l'horizon sous-jacent; l'humification est très faible et le rapport C/N voisin de 20.

Le complexe absorbant est fortement saturé et richement pourvu en éléments échangeables, surtout en calcium. Les réserves minérales sont bonnes.

PROFIL n° A 19 (2.1.1.Ac).

Unité alluviale: Plaine deltaïque du Fiherenana.

Situation : $X = 121{,}2$ $Y = 308{,}6$ $Z = 12$ m
près de la Station vétérinaire.

Végétation : Coton en culture irriguée.

Morphologie

0 à 35 cm : Horizon de labour, brun-jaune foncé, argileux, à structure polyédrique fine, peu humifère. Un peu calcaire dans la masse, radicelles abondantes.

35 à 90 cm : Horizon brun-jaune, argileux, massif, enracinement faible.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est alcaline : pH 8,4. L'ensemble du sol contient environ 6% de calcaire et il y a moins de 1‰ de sels solubles.

Le taux de matière organique ne dépasse pas 1,5% en surface. Celle-ci est assez bien humifiée et le rapport C/N voisin de 10. Le complexe absorbant a une capacité d'échange élevée (30 à 40 m.e. pour 100 g) et est saturé par le calcium.

La fraction argileuse est constituée en majeure partie par un minéral de type montmorillonite, associé à un peu de kaolinite (10 à 20%) et des traces d'illite.

SOLS SALINS

Sous-groupe modal

PROFIL n° A 20 (4.1.1.A).

Unité alluviale: Plaine deltaïque du Mangoky.

Situation : $X = 104{,}8$ $Y = 519{,}8$ $Z = 4$ m
près du village Antongo (Canton).

Végétation : *Sporobolus rhyzomatosus* assez dense.

Morphologie

0 à 80 cm : Horizon brun-jaune (Munsell à sec : 10 YR—5/2), argilo-limono-sableux fin, à structure feuilletée fine plus ou moins nette, avec de fines strates plus sableuses.

0,8 à 1,2 m : Horizon brun-noirâtre, humifère (sol enterré), à structure fondue, humide.

+ 1,2 m : Horizon brun-jaune, argilo-limono-sableux fin, très micacé, de plus en plus humide en profondeur. Nappe vers 1,8 m.

Caractères physiques et chimiques

Le dépôt de recouvrement récent contient environ 40% d'argile et 30% de limon. Il y a très peu de sable grossier. La réaction du sol est neutre à modérément alcaline, et les teneurs en sels solubles sont notables (extrait salin : 0,5 à 0,8 mmho). La nappe est d'ailleurs assez minéralisée (6 mmhos) et riche en chlorure de sodium.

Malgré l'absence d'horizon humifère différencié en surface, la matière organique se trouve en quantité notable : 3%. L'humification est moyenne et le rapport C/N voisin de 13.

Le complexe absorbant a une forte capacité d'échange : plus de 30 m.e. pour 100 g et est bien pourvu en éléments échangeables en particulier en calcium et magnésium. Le rapport Na/T atteint environ 9%. Les réserves minérales sont élevées.

Sols salés à alcalis

Sous-groupe à structure poudreuse et fortes oscillations de la nappe

PROFIL n° A 21 (4.2.1.B).

Unité alluviale: Basse vallée de la Tsiribihina.

Situation : $X = 215$ $Y = 707$ $Z = 6$ m
près du village Soalafika.

Végétation : *Cressa cretica* dominant. Peuplements peu denses de *Mimosa asperata* (Roy), *Sporobolus pyramidalis* (Matsia).

Morphologie : Surface du sol poudreuse sur 5 cm d'épaisseur.

0 à 30 cm : Horizon beige (Munsell à sec : 10 YR—5/4, humide 7,5 YR—4/2), sablo-limoneux, structure soufflée poudreuse sur 5 cm, le reste étant à structure fondue, secondairement particulaire fine.

30 à 90 cm : Horizon brun-jaune (Munsel à sec : 10 YR—6/4, humide : 7,5 YR—3/2) à taches rouille peu nettes. Argilo-limoneux, très micacé, un peu humide et plastique. Taches noirâtres organiques.

+ 90 cm : Horizon brun-jaune foncé (Munsell à sec : 10 YR—5/3, humide : 7,5 YR—4/4), argileux, très humide, moyennement plastique (nappe vers 1,3 m).

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est neutre.

Les teneurs en sels solubles sont élevées dans tout le profil (Extrait salin : 1,8 à 2,6 mmhos) particulièrement en surface. La nappe est d'ailleurs fortement minéralisée (20 mmhos), surtout riche en chlorure de sodium.

Le taux d'argile augmente de 30% en surface à 57% en profondeur. Le rapport limon/argile est compris entre 0,5 et 1 dans les horizons supérieurs. Il n'y a pas de sable grossier.

La teneur en matière organique ne dépasse pas 1,2% (dans l'horizon moyen enterré). L'humification est médiocre et le rapport C/N varie entre 10 et 13.

Le complexe absorbant est moyennement pourvu et sa capacité d'échange assez

élevée (17 à 25 m.e. pour 100 g). Le rapport Na/T dépasse 30%. Les réserves minérales sont bonnes.

La fraction argileuse contient environ 50% de kaolinite, 30% d'un minéral à 10 Å de la famille des micas et 20% de montmorillonite.

PROFIL n° A 22 (4.2.1.B).

Unité alluviale: Plaine deltaïque du Mangoky.

Situation : $X = 112{,}6$ $Y = 504{,}5$ $Z = 11$ m
près du village Tsianihy.

Végétation : Brousse arbustive clairsemée à *Salvadora angustifolia* (Sasavo) dominant, *Hyphaene shatan* (Satra).

Morphologie

0 à 35 cm : Horizon brun-gris (Munsell à sec : 10 YR—5/1, humide : 10 YR—3/2), argileux à argilo-sableux, finement crevassé. Bien structuré, grumeleux à prismatique irrégulier. Enracinement important, cohésion assez forte, porosité élevée.

35 à 80 cm : Horizon brun-jaune (Munsell à sec : 10 YR—6/2, humide : 10 YR—3/3) argilo-sableux, fins cristaux de gypse peu abondants. Structure massive, secondairement polyédrique grossière. Enracinement plutôt faible, cohésion assez forte.

+ 80 cm : Horizon jaunâtre (Munsell à sec : 10 YR—7/3, humide : 10 YR—5/3) un peu humide, sableux, particulaire, avec traces d'efflorescenses blanchâtres. Devient en profondeur limono-sableux fin et micacé jusqu'à la nappe atteinte vers 2 m.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est neutre à faiblement alcaline en profondeur : les valeurs du pH varient entre 7,4 et 7,8. Il existe une accumulation saline assez importante dans les horizons supérieurs (conductivité de l'extrait salin supérieure à 2 mmhos). La nappe est d'ailleurs fortement minéralisée : plus de 15 mmhos et très riche en chlorure de sodium, alors que dans le sol et en particulier dans l'horizon moyen, c'est le sulfate de calcium qui domine.

Le taux de matière organique atteint environ 3% dans l'horizon supérieur et celle-ci est assez bien humifiée. Le rapport C/N est voisin de 12.

Le complexe absorbant est bien pourvu en éléments échangeables, surtout en sodium, et la capacité d'échange assez élevée (25 à 30 m.e. pour 100 g dans les horizons supérieurs).

Le rapport SiO_2/Al_2O_3 est voisin de 3.

Sous-groupe peu salé au moins en surface

FACIÈS À TENDANCE VERTIQUE

PROFIL n° A 23 (4.2.1.C)

Unité alluviale: Plaine deltaïque du Manambolo.

Situation : $X = 191{,}3$ $Y = 769{,}5$ $Z = 11$ m
près du village Bekipoka.

Végétation : Pseudo-steppe dense à *Botriochloa glabra* (Mahafiloha).

Morphologie

0 à 25 cm : Horizon noirâtre à brun-jaune, durci, finement crevassé. Argileux, structure polyédrique grossière à nuciforme. Enracinement important, cohésion forte.

25 à 60 cm : Horizon brun-jaune, peu humifère, argilo-limoneux, structure nuciforme faiblement développée. Enracinement moyen, cohésion forte.

60 à 100 cm : Horizon brun-jaune clair, massif, argilo-limoneux. Enracinement très faible, cohésion forte.

+ 1 m : Transition rapide avec une argile sableuse gris clair, plastique, un peu adhérente avec quelques taches rouille peu nettes (dépôt pliocène).

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est modérément alcaline (pH 7,8 à 8,4).

La texture d'abord argileuse (plus de 50% d'argile dans l'horizon de surface, s'enrichit en sable dans le reste du profil. Le rapport limon/argile varie entre 0,2 et 0,5.

Le taux de matière organique décroît progressivement dans les horizons supérieurs : 3,6 à 1,8%. Elle est très peu humifiée et le rapport C/N très élevé (brûlis).

Le complexe absorbant est bien saturé (75%) avec des quantités élevées de sodium (Na/T supérieur à 25). La teneur en sels solubles, faible en surface, augmente en profondeur (Extrait salin : 0,3 à 1 mmho). Chlorures et sulfates sont également présents.

La fraction argileuse est constituée par de la montmorillonite et de la kaolinite en proportion à peu près égale. Dans l'argile de profondeur, la montmorillonite domine nettement (environ 80%) associée avec un peu de kaolinite et d'illite.

PROFIL n° A 24 (4.2.1.C).

Unité alluviale: Plaine deltaïque du Mangoky.

Situation : $X = 116{,}5$ $Y = 514{,}9$ $Z = 7$ m
près du village Bemaola.

Végétation : Couverture herbacée dense de *Sporobolus pyramidalis* (Matsia).

Morphologie

0 à 25 cm : Horizon brun noirâtre (Munsell à sec : 10 YR—5/1, humide : 10 YR—3/2), durci, fortement crevassé, argileux. Structure prismatique large à polyédrique grossière. Enracinement moyen, très forte cohésion.

25 à 65 cm : Horizon brun-jaune foncé (Munsell à sec : 10 YR—5/3, humide : 10 YR—3/3), argilo-limoneux, assez durci, massif avec quelques fentes de dessication. Enracinement faible, forte cohésion.

65 à 90 cm : Horizon brun noirâtre, argilo-limoneux, à structure polyédrique grossière, un peu humide (sol enterré).

0,9 à 1,15 m : Horizon brun-jaune, limono-argileux, massif, humide.

1,2 à 2,1 m : Brun-jaune clair, limono-sableux fin, micacé, peu plastique, saturé d'eau (nappe vers 1,5 m).

+ 2,1 m : Sable bien trié assez grossier, jaunâtre, fluant.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol récent est faiblement acide en surface, neutre dans l'horizon sous-jacent. La teneur en sels solubles, faible en surface, augmente en profondeur (Extrait salin : 1,5 mmhos). La nappe est d'ailleurs fortement minéralisée (plus de 15 mmhos) et surtout riche en chlorures.

Le taux d'argile est élevé : 40 à 55%. La fraction limoneuse est également importante et le rapport limon/argile voisin de 0,5. Il y a peu de sable grossier.

La teneur en matière organique atteint 3% en surface, 2,5% dans l'horizon sous-jacent mais le rapport C/N est élevé (17 à 25) et l'humification faible.

Le complexe absorbant, à forte capacité d'échange, est richement pourvu en éléments échangeables et le rapport Na/T atteint 20% en profondeur.

Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates

PROFIL n° A 25 (4.2.1.D).

Unité alluviale: Plaine deltaïque de la Tsiribihina.

Situation : $X = 202$ $Y = 704{,}9$ $Z = 3$ m.
Près du village Tsimafana.

Végétation : *Sporobolus pyramidalis* (Matsia) dense.

Morphologie

0 à 30 cm : Horizon brun-jaune clair (Munsell à sec : 7,5 YR —5/4, humide : 5 YR —4/2), argilo-limoneux, un peu micacé. Structure polyédrique à nuciforme. Enracinement moyen, cohésion assez forte.

0,3 à 1 m : Horizon brun noirâtre (Munsell à sec : 10 YR —6/2, humide : 7,5 YR —4/2), avec marbrures gris clair et rouille. Argileux, structure polyédrique nette, quelques crevasses.

1 à 2,25 m : Horizon brun-jaune (Munsell à sec : 10 YR —6/3, humide : 10 YR —5/2) à taches rouge brique plus ou moins concrétionnées et quelques taches blanchâtres. Structure polyédrique fine, massive en profondeur où le sol est un peu humide.

+ 2,25 m : Horizon gris-noir, argileux et plastique, riche en débris végétaux fibreux (Cypéracées). Quelques loupes de sable blanc bien trié.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol faiblement acide à neutre en surface dans le recouvrement récent devient rapidement acide en profondeur (pH 5,0). L'horizon marécageux profond est très riche en sulfures (pH 2,9 au laboratoire après séchage).

La teneur en sels solubles peu élevée dans le recouvrement récent (Extrait salin : 0,2 mmhos) augmente dans le sous-sol (chlorure et sulfates) (près de 3 mmhos).

Dans l'horizon de surface, le taux de matière organique ne dépasse pas 2%. Il atteint 13% dans l'horizon marécageux profond. Le taux d'argile est élevé : 42 à 66% et le rapport limon/argile voisin de 1 en surface.

Le complexe absorbant à forte capacité d'échange (plus de 30 m.e. pour 100 g) est assez bien saturé : 50 à 80%.

Dans la fraction argileuse se trouvent associées montmorillonite, kaolinite et illite en quantités à peu près équivalentes.

II. CUVETTES DE DÉBORDEMENT, ZONES DE CONCENTRATION TEMPORAIRE ET DÉPRESSIONS MARGINALES

1 Définitions et caractères morphologiques

La cuvette de débordement typique est une zone légèrement dépressionnaire, ayant le plus souvent une forme allongée dans le sens général de l'écoulement fluviatile. Elle s'est souvent formée par colmatage sur l'emplacement d'un ancien axe de drainage.

Dans les cas les plus caractéristiques, les cuvettes sont limitées par une levée bien marquée du côté du bras fonctionnel d'où viennent les apports. Parfois, une succession de levées plus ou moins anciennes isolent de nombreuses petites cuvettes (migrations de méandres).

Les cuvettes de débordement sont surtout typiques dans les basses vallées sédimentaires, relativement étroites, où la rapide montée des eaux de crues et la vitesse du courant permettent la formation de levées caractéristiques de sable fin par dessus lesquelles « débordent » les eaux chargées de sédiments en suspension.

Dans les basses plaines alluviales, les cuvettes peuvent se former par le seul fait que la quantité des matériaux déposés diminuant lorsqu'on s'éloigne du bras fonctionnel, il se crée dans le prolongement transversal de la terrasse inondable une certaine pente. Cette pente est d'autant plus nette que la rivière tend à exhausser son lit au-dessus du niveau moyen de la plaine. La contre-pente sera due soit à une ancienne levée, soit à une autre terrasse formée par un ancien bras.

Dans ce cas, comme l'ensemble lit-levées n'est pas toujours nettement surélevé au-dessus de la plaine deltaïque ou de niveau de base, ces cuvettes sont parfois très peu marquées dans la topographie et seuls des levés de détail à grande échelle ou des différences dans la végétation et le drainage permettent de les délimiter. De ces cuvettes, on passe insensiblement aux terrasses inondables et aux surfaces d'épandage.

Dans les plaines suffisamment étendues, les cuvettes anciennes tendent à se colmater lentement sous l'action des apports dus aux crues exceptionnelles ou aux eaux de ruissellement superficielles.

Dans les têtes de delta, les cuvettes fonctionnelles récentes sont le plus souvent à une altitude peu différente de celle du lit apparent. Celui-ci étant peu encaissé et les levées mal individualisées, ces cuvettes se comblent rapidement. Dans les plaines deltaïques, l'altitude des cuvettes est en moyenne inférieure de 0,5 à 1 m à celle de la terrasse inondable. Elles sont par conséquent à une altitude intermédiaire entre celle du lit apparent et celle des levées.

La profondeur relative des cuvettes anciennes par rapport aux zones périphériques (anciennes terrasses ou surfaces d'épandage) excède rarement 1 m.

A la différence des cuvettes anciennes, les « zones de concentration temporaire » sont régulièrement alluvionnées aux crues moyennes ou aux fortes crues. Nous appelons ainsi des zones dépressionnaires qui servent d'exutoire aux réseaux de drainage secondaires. Ceux-ci se développent sur le revers de la terrasse inondable ou s'établissent par hiérarchisation du

drainage d'une cuvette à l'autre. Parfois, elles sont dues aux ramifications d'un bras temporaire instable qui, par ensablement, perd son individualité.

Ces zones de concentration temporaire ne sont bien observables que dans les plaines deltaïques, là où la pente n'est pas trop faible et l'alluvionnement suffisamment important pour provoquer des changements de cours fréquents.

Nous appelons « dépressions marginales » les zones dépressionnaires situées en bordure de la plaine alluviale et qui, en particulier dans les basses vallées et les plaines deltaïques, constituent des extensions latérales d'une certaine importance. Ces dépressions correspondent soit le plus souvent à des talwegs secondaires affluents colmatés par le remblaiement récent, lequel est plus important généralement au centre de la vallée ou de la plaine que sur ses bordures, soit encore à d'anciennes cuvettes au contact de reliefs de la bordure sédimentaire interne de la plaine de niveau de base.

Ces dépressions marginales sont particulièrement nombreuses et étendues sur le Bas-Mangoky et son delta, sur la Basse-Tsiribihina, sur le Bas-Manambolo, la Basse-Mahavavy du Sud. Elles sont fréquemment occupées au moins en partie par des zones marécageuses, des lacs temporaires ou permanents.

Dans le Bas-Sambirano, R. Battistini [1] les a dénommées « marécages périphériques ou d'angle mort » du fait qu'elles correspondent à des zones plus basses non balayées par le fleuve sur les côtés de l'éventail deltaïque (là également il s'agit de basses vallées de petits cours d'eau dont le débouché s'est trouvé obturé par l'alluvionnement récent du Sambirano).

Dans les basses plaines alluviales du Nord-Ouest, les dépressions marginales sont moins fréquentes par suite du stade moins avancé du remblaiement au-dessus du niveau de base marin actuel. Dans les basses vallées, elles se confondent souvent avec les dépressions monoclinales de la couverture sédimentaire que suivent les affluents secondaires.

L'altitude des dépressions marginales est en moyenne inférieure de 2 à 3 m à celle du lit apparent actuel. Elles sont inondées soit par les très fortes crues soit par les eaux de ruissellement des versants ou des petits affluents secondaires de la vallée. Ces eaux sont chargées de sédiments très fins en suspension.

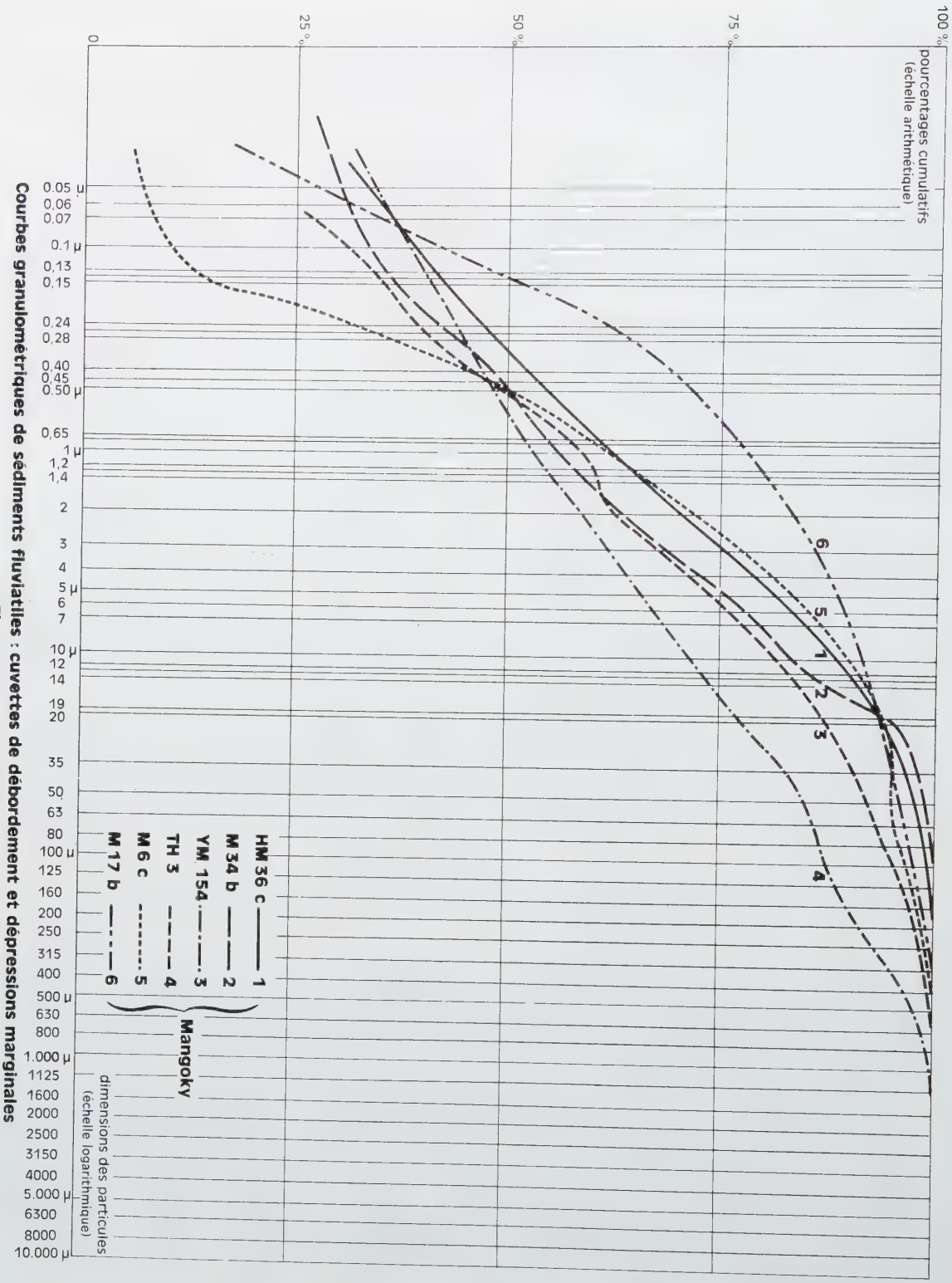
2 Caractères granulométriques

Les sédiments de cuvettes et de dépressions marginales présentent une évolution nette mais plus ou moins poussée. Là encore, la zonation transversale des milieux de sédimentation et l'éloignement par rapport au lit apparent actuel sont les facteurs essentiels plutôt que les actions de triage sur le profil en long.

Dans les basses vallées sédimentaires et les cuvettes récentes peu éloignées du lit apparent, les sédiments sont un peu plus évolués en moyenne que ceux des terrasses inondables.

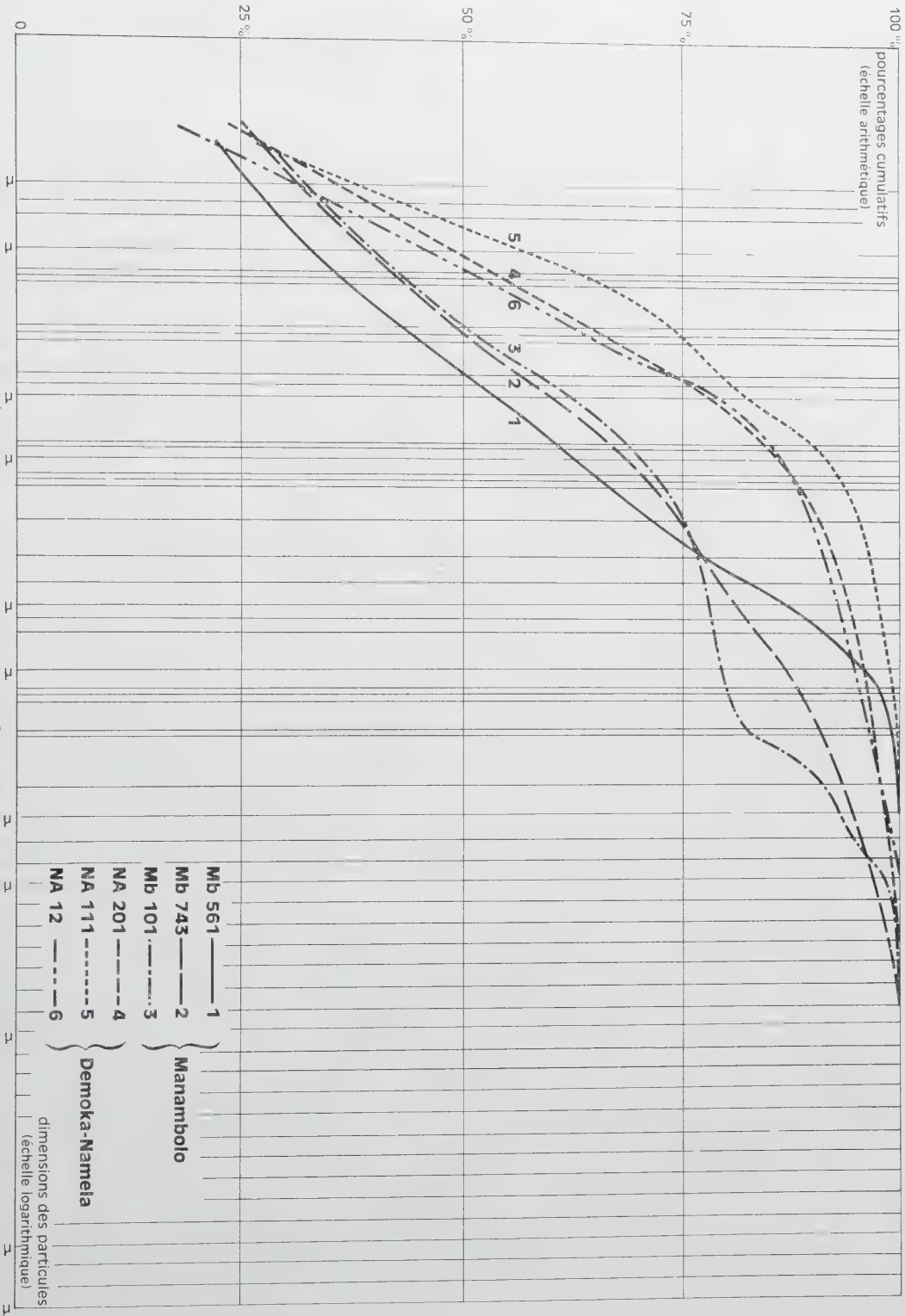
Les courbes cumulatives semi-logarithmiques présentent un faciès faiblement « parabolique » à « logarithmique » (cfr courbes n^{os} 1, 2, 3, 4, de la figure 45 et courbe n^{o} 1 de la fig. 46). Chaque courbe de fréquence bilogarithmique est représentée pour la majeure partie du sédiment par une seule droite (sédiments homogènes) (fig. 47).

[1] R. Battistini (1960), p. 207.



Courbes granulométriques de sédiments fluviatiles : cuvettes de débordement et dépressions marginales

Figure 45



Courbes granulométriques de sédiments fluviatiles : cuvettes de débordement et dépressions marginales

Figure 46

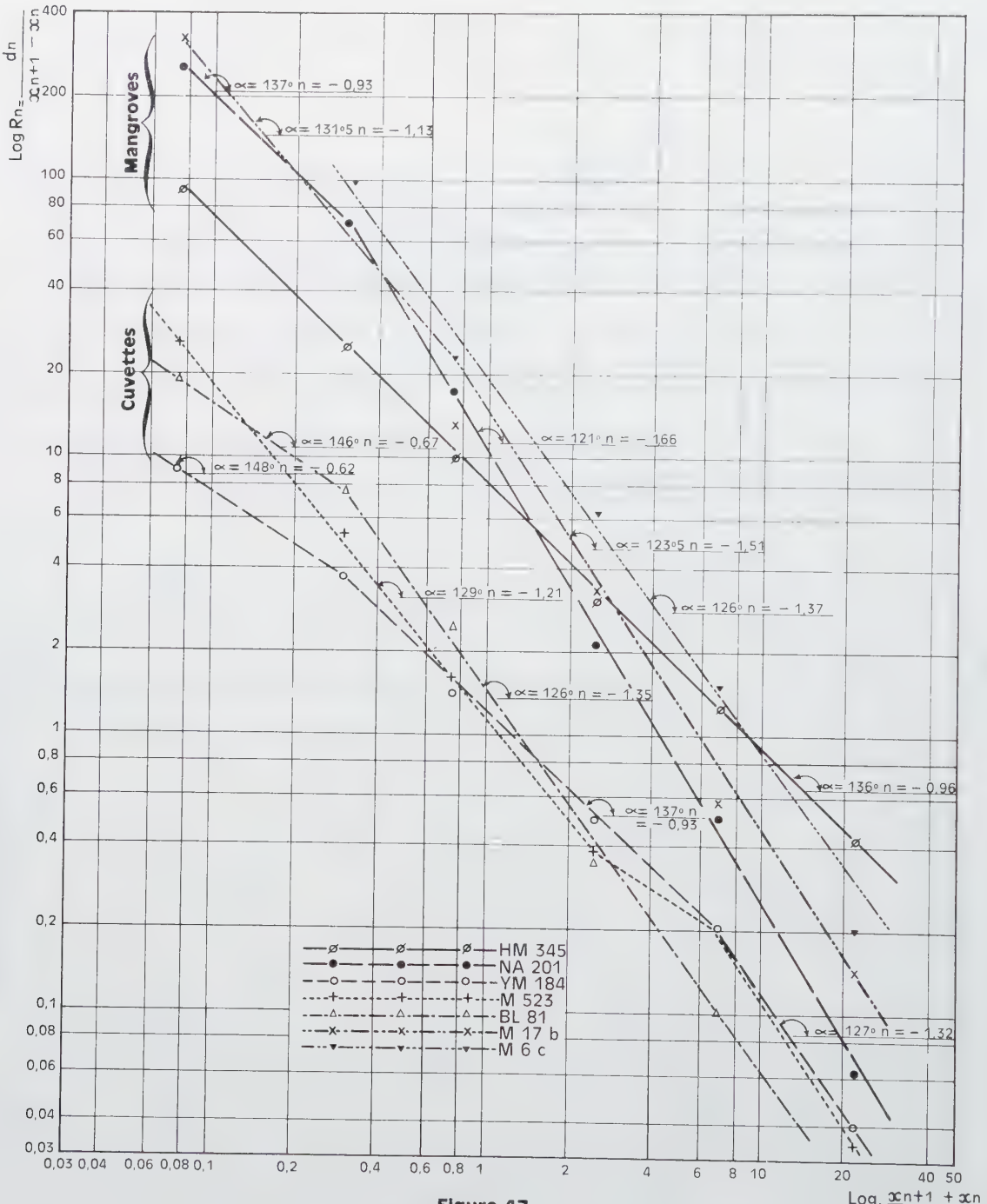


Figure 47
Degré d'évolution des sédiments de Cuvettes et Dépressions et sédiments de Mangroves

Le faciès est parabolique pour les fractions les plus fines mais l'indice d'évolution est rarement supérieur à −0,8 et tend fréquemment vers −1 (faciès logarithmique typique) dans la partie centrale de la courbe. Les fractions grossières riches en micas ont un faciès hyperbolique.

Dans les cuvettes plus éloignées du lit apparent et les dépressions marginales, on observe une évolution plus poussée des sédiments : on passe alors à des faciès de décantation caractéristiques (hyperboliques) avec des indices d'évolution *n* dont les valeurs peuvent atteindre −1,5 à −1,7 (cfr courbes n^{os} 5 et 6 de la fig. 45 et courbes 2-6 de la fig. 46).

Les caractères généraux de ces sédiments de cuvettes et dépressions sont les suivants :

— la fraction granulométrique de diamètre supérieur à 100 microns est généralement très peu importante;

— la fraction comprise entre 0,1 et 1 micron est prédominante;

— la fraction très fine est moins évoluée que le reste du sédiment;

— au moins 50% de la masse du sédiment correspond à des particules de diamètre inférieur à 1 micron;

— la grossièreté, figurée par les valeurs de la médiane, varie en moyenne de 0,1 à 1 micron;

— l'indice d'hétérométrie est élevé, compris le plus souvent entre 3 et 4.

3 Végétation

Le couvert végétal comprend un certain nombre d'espèces herbacées que nous avons déjà notées sur les sols de terrasses inondables. Cependant, certaines espèces montrent une fréquence et un développement qui révèlent une adaptation particulière à un milieu temporairement mal drainé et à des textures lourdes.

Parmi ces espèces, il faut citer en premier lieu : *Sporobolus rhyzomatosus* (Matsia) Graminées, qui constitue dans les cuvettes à engorgement de surface non permanent des peuplements très étendus et denses (Pseudo-steppe). On observe également sur ces sols argileux les espèces suivantes déjà citées :

— *Cyperus rotondus* (Tsingetsetse) Cyperacées fréquent;
— *Ambrosia maritima* (Sarijamala) Composées;
— *Sphoeranthus cotuloïdes* (Akatamafaitso) Composées;
— *Cynodon dactylon* (Mandavohita) Graminées;
— *Phragmites communis* (Bararata) Graminées plus fréquents sur les sols légers et sableux.

D'autres espèces sont plus caractéristiques des sols très argileux à inondation prolongée et fortement crevassés en saison sèche.

Parmi les espèces herbacées citons :

— *Scirpus maritimus* (Kiheraherana) Cypéracées; } fréquentes
— *Cyperus articulatus* (Mita) Cypéracées; }
— *Cyperus volodioïdes* (Volodia) Cyperacées; }
— *Cyperus latifolius* (Herana) Cypéracées; }
— *Rhynchospora cyperoïdes* Cypéracées;
— *Crypsis schoenoïdes* (Hisimbalala) Graminées;

– *Mollugo hirta* (Akatamavo) Aizoacées;
— *Neptunia prostrata* Légumineuses;
— *Echinochloa spc.* (Ahibita) Graminées;

Parmi les arbrisseaux et arbustes :
— *Sesbania sp.* Légumineuses;
— *Mimosa asperata* (Roy) Légumineuses;
— *Abutilon greveanum* (Lahirika) Malvacées;
— *Hyphaene shatan* (Satra) Palmiers;
— *Zizyphus jujuba* (Mokonazo) Ramnacées.

} espèces très ubiquistes

La forêt sèche s'implante mal dans ces zones dépressionnaires mal drainées et très argileuses; mais dans le Sud-Ouest, on observe fréquemment, en groupement de quelques individus, des baobabs : *Adansonia grandidieri* (Renala) et *Adansonia madagascariensis* (Za)[1].

Dans les zones marécageuses à engorgement d'ensemble quasi permanent, la principale espèce en peuplement pur et dense est *Typha augustifolia* (Vondro). Parmi les petites herbacées de ces zones très humides citons :

— *Cyperus aequalis* (Cypéracées);
— *Fimbristylis ferruginea* (Volovolo) Cyperacées;
— *Fimbristylis diphylla* Cypéracées;
— *Cyclosorus unitus* (Polypodiacées).

Dans les zones salées, *Sporobolus rhyzomatosus* supporte des teneurs en sels élevées et est en association avec *Cressa cretica* (Sirasira) Convolvulacées. *Cynodon dactylon* supporte des teneurs en sels moyennes. Des arbrisseaux comme *Cryptostegia madagascariensis* (Lombiro) Asclepiadacées, *Pluchea grevéi* (Famonty) Composées, subsistent souvent dans les dépressions salées alors que le sol est dénudé. Enfin, un peuplement pur de *Salvadora angustifolia* (Sasavo) Salvadoracées, espèce de la forêt sèche et des zones postlittorales très salées, caractérise également les anciennes cuvettes salées.

4 Les sols de cuvettes et dépressions

Sols minéraux bruts d'apport

Sous-groupe fluviatile

Profil n° A 26 (1.2.3.A).
Unité alluviale: Basse vallée de la Mahavavy du Sud près du village Anadaborengy
Situation : $X = 351$ $Y = 1.311$ $Z = 13$ m.
Végétation : *Ambrosia maritima* (Sarijamala)
Morphologie
0 à 60 cm : Dépôt récent brun-jaune, argileux, structure feuilletée, secondairement polyédrique. Cohésion moyenne, enracinement très faible.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est neutre. Le taux d'argile atteint plus de 45% et le rapport limon/argile est de 0,8. Il y a peu de sables.

[1] P. Segalen et C. Moureaux (1949), p. 141.

Le complexe absorbant a une capacité d'échange moyenne (22 m.e. pour 100 g) et est sursaturé, en particulier par le calcium. Les réserves minérales sont élevées.

SOLS PEU ÉVOLUÉS

Sous-groupe modal

FACIÈS À RÉACTION ACIDE

PROFIL n° A 27 (2.1.1.Ab).

Unité alluviale: Plaine de Maintirano.

Situation : $X = 160{,}2$ $Y = 886{,}2$ $Z = 7$ m
près du village Malaindrafoza.

Végétation : *Scirpus maritimus* (Kihereherana), *Echinochloa sp.* (Ahidrano). Rizières.

Morphologie

0 à 15 cm : Horizon brun-jaune, argileux, structure à tendance polyédrique, encore un peu humide. Enracinement important. Cohésion forte, plastique.

15 à 70 cm : Horizon brun rougeâtre, à tendance polyédrique, un peu humide, plastique. Enracinement moyen.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est fortement acide en surface, faiblement en profondeur (pH 5,4 à 6,2). La teneur en argile est très élevée (supérieure à 80%) et il n'y a pratiquement pas de sable.

Le taux de matière organique dépasse 3% en surface, et est de 1% dans l'horizon sous-jacent. L'humification est faible et le rapport C/N est de 14.

La capacité d'échange du complexe absorbant est moyenne à faible (12 m.e. pour 100 g) et le pourcentage de saturation atteint 60%. Il y a très peu de sels solubles. Les réserves minérales sont faibles.

La fraction argileuse contient environ 80% de kaolinite et 20% de montmorillonite. Présence de goethite et d'hématite.

SOLS SALINS

Sous-groupe modal

PROFIL n° A 28 (4.1.1.A).

Unité alluviale: Basse vallée du Mangoky.

Situation : $X = 223{,}7$ $Y = 483$ $Z = 120$ m
près du village Betaratsy.

Végétation : Sol très dénudé avec *Cressa cretica* (Sirasira) clairsemé.

Morphologie

0 à 60 cm : Horizon brun-jaune, argileux, massif avec quelques fentes de retrait. Cohésion forte, enracinement très faible.

+ 60 cm : Horizon brun-jaune clair, limono-sableux fin, micacé.

Apport récent, cuvette en formation.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est neutre : pH 7,4. La teneur en sels solubles est assez importante (Extrait salin : 2,8 mmhos), avec présence de chlorures et de sulfates, le chlorure de sodium étant prédominant.

La teneur en argile dépasse 50% et le rapport limon/argile est de 0,3. Il n'y a pas de sable grossier.

Le taux de matière organique atteint 2% et le rapport C/N est voisin de 10. La capacité d'échange du complexe absorbant est très élevée : 43 m.e. pour 100 g et les éléments échangeables sont très abondants, en particulier calcium et magnésium.

La fraction argileuse comprend surtout de la montmorillonite associée à un peu de kaolinite et d'illite. Traces possibles de chlorite.

PROFIL n° A 29 (4.1.1.A).

Unité alluviale: Plaine deltaïque de la Mahavavy du Sud.

Situation : $X = 343{,}6$ $Y = 1.134{,}5$ $Z = 4$ m.
près du village Ambodimanga.

Végétation : *Sporobolus rhizomatosus* (Matsia), *Cressa cretica* (Sirasira), *Abutilon greveanum* (Lahirika).

Morphologie

0 à 25 cm : Horizon brun-jaune, argileux, structure prismatique à polyédrique, très durci, largement crevassé en polygones de 10 à 20 m. Enracinement moyen, forte cohésion.

25 à 65 cm : Horizon brun-jaune, argileux, massif, secondairement polyédrique grossier. Forte cohésion, enracinement faible.

0,65 à 1,2 m : Horizon brun-jaune avec taches noirâtres bien nettes, surtout dans la partie supérieure, argileux, un peu humide.

1,2 à 1,7 m : Horizon gris clair, avec taches jaune ocre de sulfures en traînées ou diffuses et quelques taches rouge brique, argileux, plastique, très humide (Niveau de la nappe vers 1,5 m).

1,7 à 2,15 m : Sable gris clair assez fin, bien trié, un peu argileux.

2,15 à 2,8 m : Argile gris plomb, très plastique.

+ 2,8 m : Sable beige fluant.

Bien que peu évolué en surface, ce sol fait transition avec les sols hydromorphes à proprement parler.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est modérément alcaline (pH 7,9 à 8,1) sauf en profondeur où la présence de sulfures fait baisser le pH du sol jusqu'à 4,4. La teneur en sels solubles est assez importante et augmente de la surface en profondeur (extrait salin de 1 à 3 mmhos). Les chlorures dominent, les sulfates sont plus abondants dans les horizons profonds, en particulier dans les horizons tachetés.

La teneur en argile varie entre 42 et 52% et le rapport limon/argile décroît de la surface en profondeur de 0,7 à 0,1. Le sable grossier est notable en surface (contamination par les bordures dunaires et gréseuses de la plaine), le sable fin est plus important en profondeur.

Le taux de matière organique ne dépasse guère 1% en surface et décroît progressivement en profondeur. L'humification est faible et le rapport C/N varie entre 9 et 11. Le com-

plexe absorbant a une capacité d'échange assez élevée, est sursaturé et riche en sodium échangeable. Les réserves minérales sont importantes.

La fraction argileuse est constituée par l'association montmorillonite-kaolinite avec des traces d'illite. La proportion de montmorillonite passe de 40% en surface à 90% dans les horizons profonds (60 et 80% dans les horizons intermédiaires).

Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates

PROFIL n° A 30 (4.1.1.B).

Unité alluviale: Basse vallée de la Tsiribihina.

Situation : $X = 204$ $Y = 713{,}2$ $Z = 4$ m
près de Belo-s/s-Tsiribihina.

Végétation : *Sporobolus rhyzomatosus* (Matsia) dense, *Mimosa asperata* (Roy), *Sphaeranthus cotuloïdes* (Akatamafaitso), *Mollugo hirta* (Akatamavo), *Cynodon dactylon* (Mandavohita).

Morphologie

0 à 20 cm : Horizon brun-jaune, argileux, structure polyédrique à grumeleuse grossière. Très durci, taches rouille sur les trajets de racines, enracinement important sur les 10 premiers cm.

20 à 25 cm : Horizon gris noirâtre, un peu humifère, argileux, polyédrique, forte cohésion (évolution de surface — horizon enterré).

0,25 à 1 m : Horizon brun-jaune, argileux, durci. Structure nuciforme à polyédrique, marbrures rouille ou gris clair peu nettes. Enracinement faible.

1 à 1,6 m : Horizon brun foncé à brun noirâtre, un peu humide, argileux, moyennement plastique.

+ 1,6 m : Horizon gris clair à taches rouille diffuses et marbrures foncées organiques, très plastique.

Le sol est crevassé jusque vers 1,2 m de profondeur.

La nappe est vers 2 m.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est fortement à moyennement acide : pH 5,1 à 6,0 (oxydation de sulfures en faibles quantités). Les teneurs en sels solubles faibles dans l'horizon supérieur, augmentent rapidement en profondeur (extrait salin : 1,5 mmhos). Les sulfates dominent un peu en surface, les chlorures largement en profondeur.

Le taux d'argile est très élevé : 60 à 75% et le rapport limon/argile varie entre 0,2 et 0,5. Il n'y a pas de sable grossier.

Le taux de matière organique est plus élevé dans les horizons foncés enterrés, mais ne dépasse guère 2%. L'humification est moyenne et le rapport C/N varie entre 10 et 12 dans les horizons supérieurs, est supérieur à 15 en profondeur.

Le complexe absorbant, à forte capacité d'échange est moyennement pourvu en éléments échangeables; le pourcentage de saturation passe de 36% en surface à 70% en profondeur.

PROFIL n° A 31 (4.1.1.B).

Unité alluviale: Plaine de Marovoay (Basse vallée de la Betsiboka).

Situation : $X = 414$ $Y = 1.099$ $Z = 9$ m
près du village Tanambao.

Végétation : *Cyperus volodioïdes* (Volodia) en peuplement assez dense, *Hypparhenia rufa* clairsemé, quelques *Abutilon greveanum* (Lahirika).

Morphologie

0 à 12 cm : Horizon brun-jaune clair, limono-argileux, structure massive à lamellaire. Peu humifère, enracinement important (recouvrement récent).

12 à 40 cm : Horizon brun-gris, argileux, un peu humifère. Structure prismatique à polyédrique grossière, enracinement plutôt faible.

0,4 à 1,5 m : Horizon brun-jaune à marbrures gris clair, argileux, homogène. Structure massive secondairement polyédrique, avec quelques taches noires nettes mais réparties irrégulièrement.

1,5 à 2 m : Horizon brun-jaune tacheté de rouille, argileux, de plus en plus humide en profondeur.

+ 2 m : Argile gris plomb, saturée d'eau (niveau de la nappe), plastique.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est nettement acide dans les deux horizons de surface (pH 5,0) et devient neutre à légèrement alcaline en profondeur. Les teneurs en sels solubles sont notables dans tout le profil (extrait salin : 1,2 à 1,4 mmhos) et augmentent dans l'horizon de gley profond (3,5 mmhos). Le chlorure de sodium domine largement. Les sulfures sont en faible quantité dans le sol, mais en teneurs notables dans le gley.

Le taux d'argile est de 30% dans le recouvrement récent avec un rapport limon/argile voisin de 1, de 45 à 60% dans le reste du profil avec un rapport limon/argile variant entre 0,25 et 0,5. Il y a très peu de sables grossiers.

Bien que peu apparente, la matière organique atteint 2,5% dans le recouvrement récent, et 0,6% seulement dans l'horizon sous-jacent. L'humification est moyenne et le rapport C/N est de 12 à 13. La matière organique se maintient dans le reste du profil et atteint encore 1,5% dans le gley profond.

Le complexe absorbant, à capacité d'échange assez élevée, est sursaturé et le sol est riche en sodium échangeable. Les réserves minérales sont importantes.

La fraction argileuse est constituée dans l'horizon de surface par environ 40% de montmorillonite et 60% de kaolinite. La proportion de montmorillonite atteint 60% puis 70% en profondeur où apparaît un peu d'illite (10%). Traces d'hydroxydes.

PROFIL n° A 32 (4.1.1.B).

Unité alluviale: Basse vallée de la Tsiribihina.

Situation : $X = 203,7$ $Y = 715,2$ $Z = 4$ m
près du village de Marotaola.

Végétation : Couverture herbacée clairsemée à *Sphoeranthus cotuloïdes* (Akatamafaitso) et *Crypsis schoenoïdes* (Hisimbalala).

Morphologie

0 à 70 cm : Horizon brun-jaune, argileux, très durci. Structure polyédrique, jusqu'à 30 cm; diffuse au-delà. Larges fentes de dessication. Enracinement fin moyen, taches rouille le long des trajets de racines (ancienne rizière).

0,7 à 1,3 m : Horizon grisâtre à taches jaune ocre ou brunâtres localisées en cavités (horizon marécageux enterré) et efflorescenses salines blanchâtres peu nettes.

+ 1,3 m : Argile gris bleuté très plastique, avec débris organiques abondants. Compacte.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol sec est fortement acide : pH 4,5 à 3,7 en profondeur (oxydation des sulfures). La teneur en sels solubles plutôt faible dans le recouvrement récent, devient notable en profondeur (extrait salin : 1,3 mmhos).

Le taux d'argile est élevé surtout en surface où il atteint 68%. Le rapport limon/argile varie de 0,3 à 0,6. Il n'y a pas de sable grossier.

La teneur en matière organique atteint 3,5% en surface, 1,3% dans l'horizon sous-jacent. L'humification est plutôt faible, le rapport C/N supérieur à 13.

Le complexe absorbant a une capacité d'échange élevée (37 à 47 m.e. pour 100 g). Il est légèrement désaturé en surface, richement pourvu en profondeur.

Sols salés à alcalis

Sous-groupe à structure poudreuse et faibles oscillations de la nappe

Profil n° A 33 (5.2.1.B).

Unité alluviale: Plaine deltaïque de la Mahavavy du Sud.

Situation : $X = 336{,}5$ $Y = 1.130{,}5$ $Z = 3$ m
près de Namakia.

Végétation : *Sporobolus rhyzomatosus* (Matsia), *Cyperus articulatus* (Mita), *Cressa cretica* (Sirasira). Plages dénudées à surface poudreuse.

Morphologie

0 à 8 cm : Dépôt récent brun-jaune, argileux à argilo-sableux fin. Structure lamellaire. Durci et tassé. Sol crevassé jusqu'à 50 cm de profondeur en saison sèche.

8 à 25 cm : Horizon brun avec teinte noirâtre sur 2 cm d'épaisseur (évolution de surface mal drainée temporaire), argileux, durci. Structure faiblement polyédrique à prismatique large. Enracinement moyen, cohésion forte.

25 à 28 cm : Horizon brun-jaune clair, limono-sableux fin, micacé.

28 à 45 cm : Horizon brun grisâtre, un peu humifère, argileux, structure à tendance polyédrique, un peu humide. Cohésion forte, enracinement faible.

0,45 à 1,2 m : Horizon brun-jaune foncé, argileux, humide et plastique, massif.

+ 1,2 m : Argile gris-bleu clair, très plastique, saturée d'eau. Niveau de la nappe vers 1 m.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est modérément alcaline : pH 7,9 à 8,3. Les teneurs en sels solubles (essentiellement du chlorure de sodium) sont assez élevées et augmentent en profondeur (extrait salin : 2,5 à 4 mmhos). La nappe est elle-même très fortement minéralisée (39 mmhos).

Le taux d'argile se maintient à 50% dans presque tout le profil, y compris l'horizon réduit, et le rapport limon/argile est voisin de 0,4. Il y a très peu de sables grossiers. Le complexe absorbant à forte capacité d'échange est sursaturé et riche en sodium échangeable.

SOLS HYDROMORPHES MINÉRAUX OU PEU HUMIFÈRES À PSEUDO-GLEY

Sous-groupe peu ou pas salé

FACIÈS À RÉACTION NEUTRE OU MODÉRÉMENT ALCALINE

PROFIL n° A 34 (5.1.1.Aa).

Unité alluviale: Plaine deltaïque de la Morondava.

Situation : $X = 179{,}6$ $Y = 638{,}8$ $Z = 7$ m
près du village Androvabe.

Végétation : *Mimosa asperata* (Roy), *Abutilon greveanum* (Lahiririka), *Phragmites communis* (Bararata).

Morphologie

0 à 10 cm : Horizon gris à taches rouille filiformes, durci, argileux, à structure polyédrique fine. Quelques efflorescences salines blanchâtres. Forte cohésion, enracinement assez important.

10 à 50 cm : Horizon grisâtre, à taches rouille diffuses. Très durci, argileux, structure prismatique large polyédrique. Enracinement moyen à faible, forte cohésion.

50 à 80 cm : Horizon grisâtre, à taches jaunes, un peu humide, argileux, plastique. Légèrement calcaire.

0,8 à 1,2 m : Horizon gris foncé à gris noirâtre (sol enterré) à taches gris verdâtre. Argileux, plastique, non calcaire.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol, neutre en surface, devient modérément alcaline en profondeur. Les teneurs en sels solubles sont faibles (extrait salin : 0,2 mmhos) dans l'ensemble du profil.

La teneur en argile varie entre 40 et 60% et le rapport limon/argile varie entre 0,3 et 0,4. Il y a très peu de sable grossier.

Le taux de matière organique atteint 2,8% en surface, 1,8% dans l'horizon sous-jacent. L'humification est faible, surtout en surface et le rapport C/N voisin de 15.

Le complexe absorbant a une très forte capacité d'échange et le pourcentage de saturation est voisin de 100. Les réserves minérales sont bonnes.

FACIÈS À RÉACTION DE ACIDE

PROFIL n° A 35 (5.1.1.Ab).

Unité alluviale: Plaine de la Manamjeba, environs d'Ambilobe.

Situation : Près du village d'Issesy.

Végétation : rizières, *Eriochloa sp.*, *Sida rhombifolia*, *Urena lobata*.

Morphologie [1]

0 à 15 cm : Brun-gris foncé avec quelques veinules rouille, argilo-limoneux, quelques fentes verticales. Structure massive secondairement polyédrique, porosité tubulaire, cohésion assez forte.

15 à 65 cm : Brun-jaune à taches rouille diffuses, limoneux, micacé, structure massive secondairement nuciforme. Porosité ordinaire et tubulaire, cohésion moyenne.

65 à 115 cm : Brun-gris à taches rouille diffuses, limono-argileux, massif. Porosité tubulaire, cohésion moyenne.

+ 115 cm : Brun à taches rouille diffuses, sablo-limono-argileux, micacé, humide.

[1] Profil décrit par P. SEGALEN (1956e), p. 334.

Caractères physiques et chimiques

La réaction est acide dans tout le profil : pH 4,8 à 5,2. Les teneurs en argile sont comprises entre 30 et 40% et le rapport limon/argile voisin de 1.

Le taux de matière organique atteint environ 3% en surface et le rapport C/N est de 9. La capacité d'échange du complexe absorbant en surface est de 30 m.e. pour 100 g; les teneurs en éléments échangeables sont moyennes, les réserves assez élevées.

Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates

PROFIL n° A 36 (5.1.1.B).

Unité alluviale: Plaine deltaïque du Manambolo.

Situation : $X = 209,7$ $Y = 772,6$ $Z = 20$ m
près du village Bejangoa.

Végétation : Tapis herbacé très dense d'*Echinochloa sp.* (Ahidrano), *Cyperus volodioïdes* (Volodia), *Mimosa asperata* (Roy).

Morphologie

0 à 5 cm : Couche racinaire dense.

5 à 15 cm : Horizon brun-jaune, argileux, à nombreuses taches rouille filiformes. Structure à tendance polyédrique, enracinement important (apport récent). Crevassé.

15 à 30 cm : Horizon grisâtre à nombreuses taches rouille et noirâtres, humide. Argileux, plastique.

30 à 75 cm : Horizon gris foncé à noirâtre, argileux, plastique.

+ 75 cm : Horizon brun-gris à nombreuses taches rouille ou ocre jaune, argileux, plastique. (Inondation temporaire : 2 à 3 mois par an).

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est fortement acide en surface (pH 4,4) et devient neutre puis nettement alcaline dans l'horizon profond. Les teneurs en sels solubles s'accroissent notablement dans les horizons profonds (extrait salin : de 1 à 3 mmhos) avec une forte prédominance des sulfates (oxydation des sulfures).

Le taux de matière organique est assez élevé en surface : 4 à 6% et se maintient au-dessus de 2% dans le reste du profil. L'humification est médiocre et le rapport C/N voisin de 16.

Le complexe absorbant a une très forte capacité d'échange et est sursaturé en calcium et surtout magnésium. Les réserves minérales sont bonnes.

SOLS HYDROMORPHES MINÉRAUX OU PEU HUMIFÈRES À GLEY

Sous-groupe peu ou pas salé

PROFIL n° A 37 (5.1.2.A).

Unité alluviale: Plaine deltaïque de Morondava.

Situation : $X = 183,3$ $Y = 642,8$ $Z = 10$ m
près du village Marovoay.

Végétation : Rizières. Jachères à *Cynodon dactylon* et *Eragrostis sp.* (Ahipoly).

Morphologie

0 à 30 cm : Horizon gris foncé à taches rouille, durci et largement crevassé, argileux. Structure polyédrique. Très forte cohésion, enracinement important.

30 à 50 cm : Horizon gris clair, à larges taches rouille. Argileux, plastique et adhérent.

0,5 à 1,1 m : Horizon gris-bleu à taches verdâtres, argileux à argilo-limoneux plastique. Enracinement nul.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est neutre. Il y a peu de sels solubles.

La teneur en argile est élevée : 60 à 70%, un peu moindre en profondeur : 40%. Le rapport limon/argile varie entre 0,25 et 0,6. Il y a très peu de sable grossier.

Le taux de matière organique atteint 3,5% en surface, 1,5% dans l'horizon sous-jacent. L'humification est faible et le rapport C/N voisin de 14 dans l'horizon de surface.

Le complexe a une forte capacité d'échange et est fortement saturé par le calcium et le magnésium. Les réserves minérales sont importantes.

PROFIL n° A 38 (5.1.2.A).

Unité alluviale: Basse vallée de la Tsiribihina.

Situation : $X = 234$ $Y = 701{,}3$ $Z = 12$ m
près du village Antanandava.

Végétation : Rizières. Jachère dense à *Echinochloa sp.* (Ahidrano). Ilots de *Phragmites communis* (Barara-rata) et *Typha angustifolia* (Vondro).

Morphologie

0 à 40 cm : Horizon brun, à taches rouille orangé, filiformes nombreuses. Argileux, crevassé, structure polyédrique. Localement efflorescences salines blanchâtres.

40 à 75 cm : Horizon gris clair à débris végétaux mal décomposés. Argileux, humide et plastique.

+ 75 cm : Horizon gris clair, sableux fin argileux, saturé d'eau, peu plastique, plus ou moins fluant.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est neutre. Les teneurs en sels solubles sont notables en surface, plutôt faibles en profondeur (extrait salin : 0,5 à 0,2 mmhos). Les sulfates prédominent.

La teneur en argile très élevée en surface diminue en profondeur jusqu'à l'horizon sableux : 75 à 45%. Le rapport limon/argile varie entre 0,15 et 0,8. Le sable fin constitue la quasi-totalité de la fraction sableuse.

Le taux de matière organique atteint plus de 4% dans les deux horizons supérieurs. L'humification est faible et le rapport C/N voisin de 15.

Le complexe absorbant a une très forte capacité d'échange et est moyennement saturé (pourcentage de saturation 45 à 70%). Il y a peu de sodium échangeable. Les réserves minérales sont moyennes.

Sous-groupe salé

PROFIL n° A 39 (5.1.2.B).

Unité alluviale: Plaine deltaïque de la Morondava.

Situation : $X = 176{,}2$ $Y = 639{,}9$ $Z = 2$ m
près du village Ambararata.

Végétation : *Cyperus latifolius* (Herana), *Scirpus maritimus* (Kiheraherana).

Morphologie

0 à 20 cm : Horizon gris foncé à taches rouille filiformes. Largement crevassé argileux, structure polyédrique. Efflorescences salines, enracinement important, très forte cohésion.

20 à 40 cm : Horizon gris à taches rouille, débris végétaux. Argilo-sableux fin, structure polyédrique. Traces de calcaire. Enracinement faible.

40 à 80 cm : Horizon gris clair à larges taches rouille diffuses. Argileux, plastique.

+ 80 cm : Horizon gris bleuté, argilo-sableux fin, plastique, adhérent. Nappe saumâtre vers 1,1 m.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est modérément à fortement alcaline (pH 8,7 à 9,0). Les teneurs en sels solubles sont très élevées surtout dans l'horizon de surface (extrait salin : 3 à 7 mmhos), et les chlorures prédominent largement.

La teneur en argile varie entre 35 et 50%, le rapport limon/argile entre 0,25 et 0,4. Il y a très peu de sable grossier.

Le taux de matière organique atteint 5,0% dans l'horizon de surface, 1,4% dans l'horizon sous-jacent. L'humification est faible et le rapport C/N voisin de 25 en surface.

Le complexe absorbant a une forte capacité d'échange et est sursaturé. Le rapport Na/T peut dépasser 50%.

PROFIL n° A 40 (5.1.2.B).

Unité alluviale: Plaine deltaïque du Manambolo.

Situation : $X = 189,5$ $Y = 759,5$ $Z = 3$ m
près du village Manongarivo.

Végétation : Tapis herbacé dense à *Echinochloa sp.* (Ahidrano).

Morphologie

0 à 20 cm : Horizon brun-gris, durci, fortement crevassé. Argileux, structure polyédrique à prismatique large. Enracinement important, taches rouille filiformes, très forte cohésion.

20 à 60 cm : Horizon brun, argilo-limoneux, massif, un peu plastique.

0,6 à 1,3 m : Horizon gris, argileux, plastique, compact.

+ 1,3 m : Horizon gris blanchâtre, argileux, plastique et adhérent. Nombreuses taches granuleuses jaune soufre de sulfate de fer.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est faiblement acide à neutre. Les teneurs en sels solubles sont importantes et augmentent avec la profondeur (extrait salin : 1 à 3 mmhos). Les chlorures prédominent largement.

La teneur en argile varie entre 45 et plus de 60%, le rapport limon/argile entre 0,25 et 0,5. Il n'y a pas de sable grossier.

Le taux de matière organique se maintient entre 2,3 et 1% dans tout le profil, avec une humification très variable.

Le complexe absorbant a une forte capacité d'échange et le pourcentage de saturation est élevé. Le rapport Na/T plus élevé dans les horizons profonds varie entre 5 et plus de 20%.

Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates

PROFIL n° A 41 (5.1.2.C).

Unité alluviale: Plaine deltaïque de la Mahavavy du Sud.

Situation : $X = 333{,}6$ $Y = 1.128{,}1$ $Z = 4$ m
près du village Ankizomboay.

Végétation : Rizières. *Sporobolus rhysomatosus* (Matsia).

Morphologie

0 à 22 cm : Horizon brun-jaune, fortement crevassé et durci, argileux, structure polyédrique grossière.

22 à 60 cm : Horizon tacheté jaune rouille et gris clair, avec taches blanches salines. Massif, secondairement polyédrique, argileux, un peu humide.

60 à 85 cm : Horizon gris clair à taches jaune ocre de sulfates de fer. Argileux, plastique, de plus en plus humide en profondeur.

0,85 à 1,25 m : Horizon gris clair avec taches jaune clair caractéristiques de sulfates de fer (« argile à chats ») peu nombreuses mais larges et bien développées. Très argileux, plastique et adhérent. Nappe salée vers 1,3 m.

1,25 à 1,85 m : Horizon gris bleuté assez riche en débris organiques noirâtres. Saturé d'eau, très argileux, plastique et adhérent.

+ 1,85 m : Sable assez grossier gris bleuté avec encore quelques débris organiques, plus ou moins fluant.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol sec neutre en surface devient très fortement acide (pH 3,8 à 4,6) dans les horizons sous-jacents par suite de l'oxydation des composés du soufre (3 à 11 m.e. pour 100 g). Les teneurs en sels solubles sont élevées surtout en surface et en profondeur (extrait salin : 0,8 à 2 mmhos). Les sulfates sont fréquemment 3 à 5 fois plus abondants que les chlorures également en quantités notables.

La teneur en argile est très élevée : 60 à 75%, et le rapport limon/argile varie entre 0,15 et 0,4.

Le taux de matière organique ne dépasse guère 1,5% mais se maintient dans tout le profil avec un maximum en surface et en profondeur (sol enterré). L'humification est moyenne à faible et le rapport C/N varie entre 9 et 13.

Le complexe absorbant a une forte capacité d'échange et est saturé avec des quantités assez importantes de sodium échangeable (rapport Na/T : 16 à 22%). Les réserves minérales sont abondantes.

La fraction argileuse est constituée par l'association montmorillonite-kaolinite avec seulement des traces d'illite. La proportion de montmorillonite, qui est de 40% en surface, augmente avec la profondeur et atteint 80%.

PROFIL n° A 42 (5.1.2.B).

Unité alluviale: Plaine deltaïque de la Mahajamba.

Situation : $X = 467{,}7$ $Y = 1.154{,}6$ $Z = 10$ m
près du village Morafeno.

Végétation : Tapis herbacé dense à *Echinochloa sp.* (Ahidrano).

Morphologie

0 à 13 cm : Horizon brun foncé, crevassé. Argileux, structure polyédrique grossière à prismatique large. Enracinement important, forte cohésion.

13 à 90 cm : Horizon brun-jaune à brun foncé, structure massive à lamellaire, micacé. Traces noirâtres organiques et taches rouille fréquentes. Argileux, un peu humide et plastique.

0,9 à 1,8 m : Horizon gris clair, très humide, à petites taches jaune clair (sulfates de fer) assez nombreuses. Très argileux, plastique et adhérent.

+ 1,8 m : Horizon gris bleuté à gris plomb, très argileux, fin et homogène, plastique et adhérent.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol, fortement acide en surface (pH 4,7) devient neutre en profondeur. La teneur en sels solubles augmente d'une manière importante parallèlement à l'augmentation du pH (extrait salin : 0,4 à 3,2 mmhos). Les chlorures sont largement dominants.

La teneur en argile est élevée, supérieure à 50% et atteint 80% dans l'argile profonde gleyifiée. Le rapport limon/argile varie entre 0,1 et 0,6. Il y a très peu de sable grossier.

Le taux de matière organique atteint 3,2% dans l'horizon de surface, décroît ensuite jusqu'à 0,8% et remonte à plus de 2% dans l'argile profonde. En profondeur, les composés du soufre sont abondants (14,8 m.e. pour 100 g.)

Le complexe absorbant a une capacité d'échange moyenne à forte et est sursaturé avec des quantités très importantes de sodium échangeable dans les horizons profonds. Les réserves minérales sont moyennes.

Dans la fraction argileuse, la proportion de montmorillonite est élevée (80 à 90%) sauf dans le second horizon où elle est de 50%. La kaolinite est associée avec la montmorillonite, l'illite est à l'état de traces.

Sols humiques à gley (hydromorphes marécageux)

Sous-groupe peu ou pas salé

Profil n° A 43 (5.2.1.A).

Unité alluviale: Plaine deltaïque de la Mahavavy du Nord.

Situation : Près du village de Mataipako.

Végétation : Rizières, *Typha angustifolia.*

Morphologie

0 à 40 cm : Gris foncé, quelques taches rouille suivant les racines. Limono-argileux, crevassé jusqu'à 20 cm, structure massive secondairement polyédrique à nuciforme. Porosité de fente et tubulaire, cohésion forte.

40 à 60 cm : Gris foncé, limoneux, nuciforme à grumeleux, porosité ordinaire, cohésion moyenne.

60 à 80 cm : Gris à larges taches rouille et jaunes plus ou moins anastomosées, argileux, humide.

80 à 120 cm : Gris uni, rares taches jaunes allongées le long des racines, plastique, argileux, compact. Nappe à 1,2 m.

[1] Profil décrit par P. Segalen (1956 d), p. 347.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est fortement acide : pH 4,0 en surface, 3,8 dans l'horizon gleyifié.

L'horizon de surface contient environ 7% de matière organique et le rapport C/N est voisin de 10. Le sol contient plus de 60% d'argile et 20 à 25% de limon.

La capacité d'échange du complexe absorbant atteint 30 m.e. pour 100 g et les teneurs en éléments échangeables sont plutôt faibles. Les réserves minérales sont bonnes.

Sous-groupe salé

PROFIL n° A 44 (5.2.1.B).

Unité alluviale: Plaine deltaïque du Mangoky.

Situation : $X = 132{,}4$ $Y = 475{,}6$ $Z = 39$ m
près du village Talatalavalo.

Végétation : *Typha angustifolia* (Vondro) et *Cyperus latifolius* (Herana) en peuplement dense.

Morphologie

0 à 40 cm : Horizon brun foncé (Munsell à sec : 10 YR—5/1), argileux, micacé, riche en débris végétaux mal décomposés, un peu spongieux, très humide.

40 à 90 cm : Horizon noirâtre (Munsell à sec : 2,5 Y—6/0) humifère, saturé d'eau, riche en débris végétaux

+ 90 cm : Horizon gris plomb, très argileux, plastique et adhérent, un peu humifère.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est modérément alcaline : pH 7,8 à 8,3. Les teneurs en sels solubles sont notables (extrait salin : 0,2 à 0,8 mmhos).

Le taux d'argile est élevé : 45 à 60% et le rapport limon/argile varie entre 0,2 et 0,5. Il y a peu de sable grossier, et des traces de calcaire.

La matière organique se maintient dans tout le profil entre 8,5 et 5,5% avec un maximum dans l'horizon intermédiaire. L'humification est moyenne et le rapport C/N varie entre 12 et 14.

Le complexe absorbant a une forte capacité d'échange et est sursaturé. Le rapport Na/T est faible. Les réserves minérales sont élevées.

La fraction argileuse contient de la montmorillonite en quantité importante associée à un peu de kaolinite et d'illite.

PROFIL n° A 45 (5.2.1.B).

Unité alluviale: Plaine deltaïque du Mangoky.

Situation : $X = 143{,}0$ $Y = 471{,}2$ $Z = 48{,}2$ m
près du village Besaka I.

Végétation : Peuplement dense de *Typha angustifolia* (Vondro).

Morphologie : La surface du sol est un peu asséchée (assèchement exceptionnel) et l'on observe de nombreuses efflorescences blanches calcaires et salines.

0 à 20 cm : Horizon noir (Munsell à sec : 5 Y—5/0), humifère, argileux. Massif et humide, plastique et adhérent. Débris végétaux mal décomposés assez abondants.

20 à 80 cm : Horizon noirâtre (Munsell à sec 5 Y — 5/1) avec racines de *Typha* vivantes mais peu de débris végétaux. Encore humifère, argileux, massif, plastique.

0,8 à 1,2 m : Horizon gris noirâtre intermédiaire, analogue au précédent.

1,2 à 1,6 m : Horizon beige-jaune (2,5 Y — 7/2), à nombreuses petites taches rouille et concrétions ferrugineuses peu durcies. Argilo-limono-sableux fin. Nappe saumâtre vers 1,5 m.

1,6 à 2,1 m : Argile sableuse gleyifiée, beige blanchâtre, plastique.

+ 2 m : Sable très fin micacé.

Caractères physiques et chimiques

Les dépôts salins de surface ont une réaction fortement alcaline (pH 9,2) et contiennent 13,5% de calcaire. Ils sont très riches en sels (extrait salin : 24 mmhos) avec une très forte prédominance des sulfates, un peu de chlorures et de bicarbonate.

La réaction du sol est fortement alcaline (pH 8,5 à 8,7). Les teneurs en sels solubles sont élevées et diminuent de la surface en profondeur (remontée d'évaporation) (extrait salin : 1,5 à 0,2 mmhos). La nappe est elle-même assez minéralisée (1 mmho), plus riche en chlorures qu'en sulfates.

Le taux d'argile atteint 45 à 60% dans les horizons supérieurs, 35% en profondeur. Le rapport limon/argile varie entre 0,25 et 0,6. Il y a peu de sable grossier.

Le taux de matière organique atteint 14,5% en surface et près de 3% dans l'horizon sous-jacent. L'humification est moyenne à bonne et le rapport C/N varie entre 15 et 21. Le complexe absorbant a une très forte capacité d'échange et est sursaturé avec un rapport Na/T égal ou supérieur à 15% dans les horizons humifères.

La fraction argileuse est constituée par de la montmorillonite qui domine, de la kaolinite, de l'illite et des traces de gibbsite.

PROFIL n° A 46 (5.2.1.B).

Unité alluviale: Plaine deltaïque du Fiherenana.

Situation : $X = 122{,}5$ $Y = 300$ $Z = 3$ m
environs de Tuléar.

Végétation : *Juncus maritimus* (sol inondé aux grandes marées).

Morphologie

0 à 25 cm : Horizon brun-jaune très riche en débris végétaux mal décomposés, fibreux. Taches rouille le long des racines. Masse terreuse limono-argileuse, plastique, très riche en carbonates.

25 à 80 cm : Horizon noirâtre à gris-noir, organique, à forte odeur de marais. Argilo-limoneux, calcaire. Encore riche en débris végétaux.

+ 80 cm : Horizon gris bleuté, peu calcaire, sableux fin homogène, fluant. Enracinement faible.

Caractères physiques et chimiques

La réaction est modérément alcaline dans les horizons organiques, neutre dans l'horizon gleyifié. La teneur en calcaire dépasse 50% dans l'horizon de surface, atteint 12% dans l'horizon sous-jacent.

Les teneurs en sels solubles sont peu élevées dans les horizons supérieurs, notables en profondeur (0,1 à 1 mmho).

Le taux de matière organique atteint près de 15% en surface, mais décroît jusqu'à 2,5% dans l'horizon sous-jacent. L'humification est très faible.

La fraction argileuse est constituée en grande partie par de la montmorillonite (90%) associée à un peu de kaolinite.

Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates

PROFIL n° A 47 (5.2.1.C).

Unité alluviale: Plaine deltaïque du Mangoky.

Situation : $X = 100$ $Y = 503{,}4$ $Z = 1{,}7$ m
près du village Ambondro.

Végétation : *Typha angustifolia* (Vondro) en peuplement dense.

Morphologie

0 à 50 cm : Horizon noir à brun foncé (Munsell à sec : 7,5 YR—4/0), riche en matière organique avec nombreux débris végétaux peu décomposés. Taches blanches salines. Argileux, structure nuciforme à grumeleuse fine là où le sol est partiellement asséché en surface.

0,5 à 1,1 m : Horizon gris jaunâtre, à taches rouille filiformes, Argileux, massif, humide et plastique.

1,1 à 2,0 m : Argile gleyifiée gris verdâtre caractéristique à gris bleu, très plastique et adhérente. Nappe saumâtre vers 1,5 m.

+ 2 m : Sable grossier fluant gris clair.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est acide en surface (pH 5,0) par suite de l'oxydation des sulfures. Dans l'argile gleyifiée, la réaction devient modérément alcaline. Les teneurs en sels solubles sont moyennes (extrait salin : 0,4 à 0,7 mmhos) avec prédominance des sulfates. La nappe est minéralisée (1 mmho) plus riche en chlorures qu'en sulfates.

Le taux de matière organique dépasse 9% en surface et décroît jusqu'à 1,5% dans l'argile gleyifiée. L'humification est faible et le rapport C/N varie entre 15 et 25.

La teneur en argile varie entre 40 et 60% et le rapport limon/argile entre 0,2 et 0,3.

Le complexe absorbant à forte capacité d'échange est richement pourvu avec un rapport Mg/Ca supérieur à 1 et le rapport Na/T atteint 10 à 15%.

La fraction argileuse est constituée par un mélange de montmorillonite qui domine, de kaolinite et d'illite avec des traces de gibbsite.

PROFIL n° A 48 (5.2.1.C).

Unité alluviale: Plaine de Marovoay (Basse vallée de la Betsiboka).

Situation : $X = 431{,}3$ $Y = 1.104{,}4$ $Z = 11$ m
près du village Antanamivony.

Végétation : Rizières. *Cyperus volodioïdes* (Volodia), îlots de *Typha*.

Morphologie

0 à 20 cm : Horizon gris foncé à noirâtre, argileux, à nombreuses taches rouille filiformes. Quelques fentes, structure faiblement polyédrique à nuciforme.

20 à 60 cm : Horizon gris à larges taches rouille et ocre jaune, encore riche en débris végétaux. Argileux, plastique.

60 à 95 cm : Horizon noirâtre, argileux, riche en débris végétaux mal décomposés fibreux.

+ 95 cm : Argile gris verdâtre gleyifiée, très plastique, à cristaux de vivianite.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est fortement acide (pH 4,3 à 5,0) dans tout le profil. Les teneurs en sels solubles sont plutôt faibles (0,1 à 0,3 mmhos) avec prédominance des sulfates.

La teneur en argile est élevée : 50 à 60% et le taux de matière organique se maintient entre 4 et 10% dans tout le profil sauf dans l'argile gleyifiée où il descend à 1,5%.

La capacité d'échange du complexe est très élevée et le pourcentage de saturation moyen.

VERTISOLS GRUMOSOLIQUES

Sous-groupe à caractère de salure

PROFIL n° A 49 (3.1.1.A).

Unité alluviale: Plaine deltaïque du Mangoky.

Situation : $X = 126,9$ $Y = 491,8$ $Z = 23,5$ m
près du village Ambahia (lieu-dit : Andranovory-Lehibory).

Végétation : *Sporobolus rhyzomatosus* peu dense (Matsia). *Hyphaene shatan* et *Salvadora angustifolia* clairsemés.

Morphologie

0 à 35 cm : Horizon brun-gris (Munsell à sec : 10 YR—6/1), peu humifère, durci, fortement crevassé. Argileux, structure grumeleuse à polyédrique fine. Cohésion forte, enracinement moyen.

35 à 65 cm : Horizon brun-jaune foncé (Munsell à sec : 10 YR—6/2), argileux, structure massive, enracinement faible.

0,65 à 1,05 m : Horizon brun-jaune vif (Munsell à sec : 10 YR—7/2), à petites taches et mycelium gypso-salin blanchâtres. Argilo-sableux fin, humide et un peu plastique.

1,05 à 1,3 m : Horizon brun-jaune à taches rouille diffuses, limono-sableux fin peu tassé.

1,3 à 1,6 m : Sable légèrement micacé jaunâtre, particulaire.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est modérément alcaline à neutre. Le calcaire est présent à l'état de traces. Les sels solubles sont en quantités assez importantes (extrait salin : 1 à 3 mmhos), chlorures et sulfates étant en quantités à peu près équivalentes.

La teneur en argile varie entre 40 et 50% dans les horizons supérieurs et le rapport limon/argile est voisin de 0,3. Il y a très peu de sables grossiers.

Le taux de matière organique ne dépasse guère 1%. L'humification est moyenne et le rapport C/N voisin de 15.

Le complexe absorbant a une capacité d'échange élevée et est sursaturé avec un rapport Mg/Ca supérieur à 1 et de fortes quantités de sodium échangeable (rapport Na/T : 15 à 40%). Les réserves minérales sont bonnes.

La fraction argileuse est constituée par de la montmorillonite en quantité importante, de la kaolinite, de l'illite et des traces de gibbsite.

Vertisols non grumosoliques

Sous-groupe à caractère de salure

Profil n° A 50 (3.1.2.A).

Unité alluviale: Plaine deltaïque du Mangoky.

Situation : *X* = 117,4 *Y* = 493,3 *Z* = 21,5 m.
près du village Andranomanitsy.

Végétation : Tapis herbacé peu dense à *Cyperus articulatus* (Mita) et *Sporobolus rhyzomatosus* (Matsia), *Cyperus rotundus* (Tsingetsese).

Morphologie

0 à 40 cm : Horizon brun-gris foncé à noirâtre (Munsell à sec : 10 YR—5/1, humide : 10 YR—4/1) peu humifère. Structure polyédrique à prismatique large, fondue. Fortement crevassé, faces de glissement. Très forte cohésion, enracinement important.

0,4 à 1,1 m : Horizon grisâtre (Munsell à sec : 10 YR—7/1, humide : 2,5 Y—5/2), à nombreuses taches blanches calcaires et salines petites. Très durci, massif à faiblement polyédrique, argilo-sableux fin. Très forte cohésion, enracinement faible.

1,1 à 3,2 m : Dépôt alluvial brun-jaune clair (Munsell à sec : 10 YR—6/4, humide : 10 YR—6/3) argilo-sableux fin, à taches blanchâtres nombreuses. Massif à faiblement polyédrique.

3,2 à 3,5 m : Lit sablo-fin jaune brunâtre (7,5 YR—6/4) à tendance particulaire.

Au-delà de cette profondeur, alluvions anciennes brun marron à petites taches blanches nettes et fines cristallisations de gypse.

Les dépôts deviennent de plus en plus argileux et l'on observe vers 5 m des amas poudreux et des concrétions blanches tendres calcaires. A 5,5 m on passe à un sable fin limoneux micacé fluviatile typique. Nappe en charge vers 6,4 m.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol, neutre en surface, devient rapidement fortement alcaline en profondeur (pH 9,1 à 9,5). Les teneurs en calcaire restent faibles (0,5 à 3,5%) sauf dans les concrétions profondes.

Les teneurs en sels solubles sont assez importantes (extrait salin : 0,6 à 0,8 mmhos) avec davantage de chlorures que de sulfates mais le taux de ces derniers a tendance à prédominer en profondeur.

Le taux d'argile se maintient entre 30 et 50% sauf dans les alluvions anciennes profondes où il atteint 78%. Le rapport limon/argile varie entre 0,3 et 0,5. Il y a 2 à 5 fois plus de sable fin que de sable grossier.

Les teneurs en matière organique dépassent peu 1% en surface, sont très faibles dans les horizons sous-jacents. L'humification est assez bonne et le rapport C/N voisin de 13 en surface.

Le complexe absorbant a une capacité d'échange moyenne (20 à 30 m.e. pour 100 g) et est sursaturé. Les teneurs en sodium échangeable sont également élevées et le rapport Na/T peut varier de 15 à 35% en profondeur. Les réserves minérales sont très abondantes.

Dans tout le profil, la fraction argileuse est constituée par de la montmorillonite en quantité importante, souvent très bien cristallisée, associée à un peu de kaolinite et d'illite.

PROFIL n° A 51 (3.1.2.A).

Unité alluviale: Plaine deltaïque du Mangoky.

Situation : $X = 120,6$ $Y = 488,5$ $Z = 26,5$ m.
près du village Angazazy.

Végétation : Forêt tropophile dégradée, avec dominance de *Euphorbia stenoclada* (Famaty) et *Salvadora angustifolia* (Sasavo). Couvert herbacé clairsemé à *Cyperus articulatus* (Mita).

Morphologie

0 à 30 cm : Horizon brun-gris (Munsell à sec : 10 YR—6/1, humide : 10 YR—6/10), très durci, finement crevassé. Argileux, structure polyédrique grossière à prismatique large. Très forte cohésion, enracinement plutôt faible.

30 à 70 cm : Horizon brun-gris (Munsell à sec : 10 YR—5/2, humide : 10 YR—4/1) à nombreuses petites taches blanches calcaires. Argilo-sableux, massif, secondairement polyédrique. Forte cohésion, enracinement faible.

0,7 à 1,5 m : Horizon brun-jaune vif mais tassé (Munsell à sec : 10 YR—6/2, humide : 10 YR—5/4). Argilo-sableux, massif, un peu humide. Nombreux dépôts blancs calcaires pulvérulents.

Au-delà de cette profondeur et jusqu'à 4,5 m un profil alluvial constitué par des matériaux brun-jaune micacés, à taches blanches et dépôts calcaires plus ou moins abondants, avec de rares graviers calcaires cristallins (éocène ?). A 4,5 m sable fin alluvial micacé plus ou moins hydromorphe et niveau de la nappe.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est modérément alcaline en surface, fortement en profondeur (pH 9,5 à 9,6). Les teneurs en sels solubles sont assez élevées et augmentent en profondeur (extrait salin : 0,3 à 1,3 mmhos). Le chlorure de sodium domine, mais les sulfates sont également abondants surtout dans les horizons profonds.

Les teneurs en calcaire augmentent de la surface en profondeur et varient entre 1 et 10%.

Les teneurs en argile ne sont pas très élevées (30 à 40%) et le rapport limon/argile varie entre 0,1 et 0,3. Les teneurs en sables dépassent 50%.

Le taux de matière organique est faible et ne dépasse guère 1,5% en surface. L'humification est bonne et le rapport C/N voisin de 12 en surface.

Le complexe absorbant a une capacité d'échange moyenne et est bien saturé. Le rapport Na/T faible en surface, peut dépasser 60% en profondeur.

Les réserves minérales sont élevées.

CONCLUSION

1 Terrasses inondables et surfaces d'épandage

a) Les terrasses inondables correspondent le plus souvent à la cote maximale atteinte par le remblaiement récent. Elles sont liées au régime hydrologique saisonnier des cours d'eau et leur évolution dépend des déplacements latéraux des bras fluviatiles principaux.

Les surfaces d'épandage caractérisent surtout les zones de transition entre la plaine d'inondation et le milieu fluvio-marin.

b) Les sédiments de terrasses inondables et de surfaces d'épandage sont des dépôts par excès de charge, à faciès plus ou moins parabolique mais à tendance logarithmique. Ces faciès reflètent l'influence extrêmement grande des conditions locales. L'évolution de ces sédiments se fait plus dans le sens transversal (éloignement par rapport au lit apparent) que dans le sens longitudinal sur le profil en long.

c) Dans ce type de sédiments, la taille des particules est le plus souvent inférieure à 100 microns et la fraction argileuse constitue plus de 50% de la masse totale.

d) Les sols de terrasses et de surfaces d'épandage se classent en diverses catégories liées à l'évolution du profil (terrasses stabilisées ou fonctionnelles), à la présence de sels, à l'influence de nappes à oscillations plus ou moins importantes.

Les sols minéraux bruts sont peu structurés, argileux à argilo-limoneux, à réaction neutre. Leur complexe est saturé.

Les sols peu évolués ont un horizon *A* plus ou moins bien développé et une structure bien différenciée dans cet horizon ou les horizons supérieurs. Ils se différencient par leur réaction, la tendance à l'acidité étant plus marquée dans le Nord-Ouest et l'Extrême-Nord qu'à l'Ouest, soit en raison de plus fortes pluviométries soit surtout en fonction des apports dominants (érosion de sols ferrallitiques sur roches basaltiques ou métamorphiques).

Les sols carbonatés s'observent surtout dans les plaines alluviales du Sud-Ouest.

Les sols salins de terrasses et de surfaces d'épandage sont souvent soumis à l'influence de nappes salées, mais à fortes oscillations. Sur les terrasses les plus stabilisées, l'alcalisation provoque des structures poudreuses en saison sèche, avec accumulation saline en surface (chlorures) ou à moyenne profondeur (sulfates) sous forme d'efflorescences ou de microcristaux. Lorsque l'évolution de ces sols salins est plus avancée (dépôts plus anciens et non alluvionnés), il se produit un certain lessivage des sels, mais le complexe absorbant reste très richement pourvu en sodium.

La longue saison sèche et les fortes teneurs en argiles gonflantes favorisent le développement de structures à tendance vertique, mais généralement sur une faible épaisseur (25 à 30 cm).

L'engorgement temporaire et la présence de débris organiques peuvent provoquer l'acidification secondaire du profil.

2 Cuvettes et dépressions

a) Les cuvettes de débordement sont mieux individualisées dans les basses vallées de la zone sédimentaire et dans les plaines où les cours d'eau tendent à exhausser leur lit au-dessus du niveau moyen. Dans les zones deltaïques étendues, leur profondeur relative excède rarement 1 m.

Les zones de concentration temporaire sont régulièrement alluvionnées par les eaux du réseau d'écoulement secondaire. Les dépressions marginales correspondent le plus souvent à

d'anciens thalwegs affluents colmatés par le remblaiement récent. Leur profondeur relative ne dépasse pas 2 à 3 m en moyenne.

b) L'étude granulométrique des sédiments de cuvettes et dépressions montre que ceux-ci sont d'autant plus évolués qu'on s'éloigne du lit apparent actuel (zonation transverse). On passe de faciès souvent proches du faciès logarithmique typique à des faciès de décantation caractéristiques.

c) Ces sédiments sont en général argileux fins avec au moins 50% de particules de dimensions inférieures à 1 micron.

d) Les espèces herbacées qui se développent dans ces zones de sédimentation sont adaptées soit à l'hydromorphie temporaire et aux textures lourdes, soit à l'engorgement quasi permanent. Dans les sols salés, il y a peu d'espèces très spécifiques.

e) Les sols de cuvettes et dépressions se classent parfois dans les sols minéraux bruts, plus souvent dans les sols salins, à alcalis, ou hydromorphes, enfin dans les vertisols. Pour beaucoup de ces sols, c'est surtout en saison sèche qu'ont lieu les phénomènes d'évolution.

Les sols minéraux bruts sont riches en argile. La réaction du sol est parfois acide, en particulier dans le cas d'apports riches en kaolinite.

Dans les zones marginales du milieu fluvio-marin, les dépôts de cuvettes sont soumis à l'influence de nappes salées à fortes oscillations (sols salins peu évolués). La réaction du sol est en général neutre à modérément alcaline, mais l'acidification secondaire du profil par oxydation des sulfures est fréquente malgré des teneurs modérées en matière organique (sous-groupe à réaction acide dès la surface) par suite des inondations périodiques et assez prolongées. Cependant, dans ces sols la différenciation des horizons de surface est peu développée tandis que la présence d'horizons enterrés est fréquente (anciens sols peu évolués).

Les sols salés à alcalis subissent régulièrement une dessication superficielle en saison sèche, avec développement fréquent de structures poudreuses. Comme dans les sols salins peu évolués, les chlorures prédominent le plus souvent mais le complexe absorbant est riche en sodium. La réaction du sol est modérément alcaline. La présence de gley profond est fréquente (nappes à faibles oscillations).

Dans les cuvettes plus anciennes et peu alluvionnées, les horizons supérieurs acquièrent un développement structural à tendance vertique. Parallèlement, on observe souvent un début de lessivage des chlorures et des dépôts localisés de gypse, plus rarement une acidification secondaire du profil.

Les sols de cuvettes et dépressions, à inondation prolongée ou permanente (pas de drainage externe) présentent également divers degrés d'évolution. Dans les cuvettes encore régulièrement alluvionnées, l'hydromorphie est peu développée et due surtout à la texture des dépôts (sols à pseudo-gley). Dans les cuvettes plus anciennes, peu ou pas alluvionnées, l'hydromorphie de nappe se fait sentir à faible profondeur (sols à gley). Dans les deux cas, les teneurs en matière organique ne dépassent pas 5 à 6%, l'humification est médiocre et le rapport C/N souvent égal ou supérieur à 15. La réaction de ces sols est neutre à modérément alcaline, surtout si la nappe est salée. La tendance à l'acidité en surface est plus fréquente dans les régions plus humides et dans les dépôts riches en kaolinite (Nord-Ouest et Extrême-Nord). En profondeur, l'acidification par oxydation des sulfures est fréquente.

Les sols marécageux (ou semi-tourbeux) peuvent subir un assèchement de surface temporaire, mais irrégulier d'une année à l'autre. Ils se caractérisent par des horizons organo-minéraux plus ou moins consistants et des horizons de gley très développés et très argileux. Les types salés sont les plus nombreux, la nappe permanente s'enrichissant en sels soit dans la zone littorale, soit dans des dépôts plus anciens à salure résiduelle.

Dans un certain nombre de cuvettes anciennes peu ou pas alluvionnées, la nappe est profonde par suite de l'éloignement du lit apparent actuel ou de l'avancée en aval des dépôts fluviatiles. L'inondation est alors superficielle et peu importante, souvent du seulement aux eaux de pluie et de ruissellement. L'évolution des sols est dans ces conditions nettement vertique, mais le profil conserve fréquemment des caractères de salure. Dans ces vertisols, les structures sont bien développées sur au moins 40 à 50 cm d'épaisseur, le plus souvent polyédriques à prismatiques, plus rarement grumeleuses. Ces vertisols de cuvettes et dépressions ont surtout été observés dans les plaines alluviales du Sud-Ouest (Mangoky). La présence de dépôts calcaires localisés y est fréquente.

CHAPITRE XI

LE MILIEU FLUVIO-MARIN

I. LIMITES ET CARACTÉRISTIQUES DU MILIEU FLUVIO-MARIN DANS L'OUEST MALGACHE

1 Estuaires et Deltas

Dans son important travail de thèse, Cl. Francis-bœuf pensait que la sédimentation dans les estuaires méritait seule l'appellation de « fluvio-marine » [1]. Selon le même auteur, l'estuaire est « le cours inférieur des fleuves remontés sur une certaine distance par la marée » (la racine *aestus* signifie marée).

A cette notion s'oppose habituellement celle du delta et, comme le souligne Cl. Francis-bœuf, on a l'habitude de penser que les estuaires n'existent que dans les mers à marées et les deltas dans les mers sans marées. Pour cet auteur, cette opposition se justifie, et il cite les deltas des fleuves méditerranéens. Dans l'Ouest malgache, cette opposition ne peut être maintenue. En effet, on observe à la fois des estuaires et des deltas typiques, sinon les deux à la fois (Exemples : Betsiboka et Mahajamba). Dans ce cas, comme le fait remarquer L.R. Lafond au sujet de la Betsiboka [2], l'« estuaire » peut être considéré comme double, formé d'une zone deltaïque à mangrove, suivie d'une profonde baie marine correspondant à une ancienne vallée immergée.

En outre, à Madagascar les marées sont notables : le marnage atteint 3 m en vives eaux sur la côte ouest, plus de 4 m sur la côte nord-ouest. Il en résulte que l'influence de la marée se fait aussi bien sentir dans les estuaires que dans les bras des deltas dont la pente est généralement faible. Cette influence est surtout nette en saison sèche alors que les débits sont généralement peu importants (étiage prononcé).

2 Marée dynamique et marée de salinité

Il existe souvent une différence importante quant à la pénétration à l'intérieur de l'estuaire ou du delta, entre marée dynamique et marée de salinité.

La limite atteinte par la marée dynamique, au moins jusqu'où son action est visible à l'œil nu, ne peut être prise comme limite interne du domaine fluvio-marin. En effet, son

[1] Cl. Francis-bœuf (1947), pp. 152-158.
[2] L.R. Lafond (1957), p. 426.

action peut se faire sentir parfois jusqu'en amont de la basse plaine alluviale (plaine deltaïque ou de niveau de base).

Les valeurs approximatives des distances moyennes sur lesquelles se fait sentir la marée dynamique en saison sèche, pour les principaux cours d'eau de l'Ouest, sont les suivantes (à partir du front d'alluvionnement) :

Cours d'eau (estuaire principal)	*Distance en km*
Mangoky	17
Tsiribihina	35
Manambolo	10
Sambao	25
Maningoza	45
Mahavavy du Sud	25
Andranomavo	30
Betsiboka	80
Mahajamba	35
Sambirano	15

En saison des pluies, la marée dynamique est moins sensible, mais les crues peuvent être bloquées dans l'estuaire par des marées de vives eaux et provoquer des inondations catastrophiques dans les plaines de niveau de base. La distance de pénétration de la marée de salinité pendant cette saison est mal connue; d'après nos observations, en particulier sur le Mangoky et la Sambirano, en période de crues normales, les eaux salines, même à marée haute, ne pénètrent guère à plus de 2 à 3 km dans les estuaires principaux. L'action de ces eaux salines sur la sédimentation et le milieu en général est beaucoup plus importante en saison sèche.

Les résultats des mesures de conductivité que nous avons effectuées de mai à juillet dans les estuaires et les deltas [1] sont représentés par les courbes des figures 49, 50, 51 et 52. De ces résultats et de ces graphiques, on peut dégager un certain nombre de faits généraux :

— L'onde de salinité [2] atteint les distances moyennes suivantes dans les estuaires des principaux cours d'eau occidentaux :

		Distance en km
Mangoky	Bras principal	5-6
	Bras secondaires	10-15
Tsiribihina	Bras principal	6-7
	Bras secondaires	18
Sambao		18
Sambao-Maningoza		30
Andranomavo		20
Mahavavy du Sud		12-15

[1] Ces mesures ont été effectuées sur les eaux de surface pour des raisons matérielles et pour faciliter la rapidité des mesures à un instant donné.

[2] Nous avons pris comme limite inférieure de salinité celle correspondant à une conductivité de 250 micromhos à 25 °C, soit environ 0,15 g de sels par litre.

Betsiboka	Bras principal	15-18
	Bras secondaires	30
Mahajamba		18
Sofia	Bras principal	10
	Bras secondaires	20

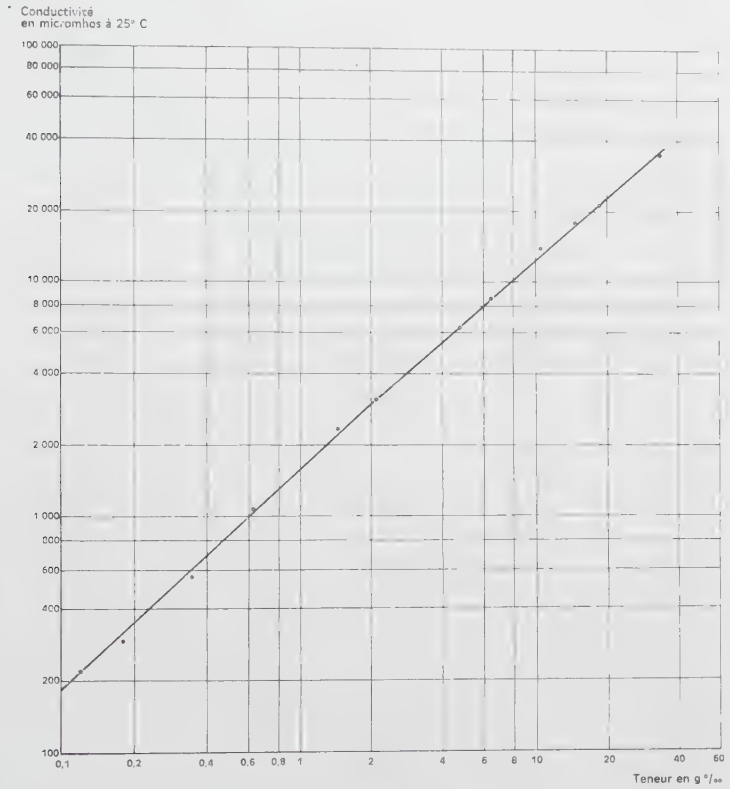


Figure 48
Relation entre la conductivité et la teneur en sels dans les eaux d'estuaires de l'Ouest malgache.

— Les oscillations du front de salinité dans les bas cours régulièrement alimentés en eau douce en saison sèche, ne dépassent guère 4 à 5 km.

— Dans la plupart des basses plaines deltaïques, il semble que la limite de la mangrove vivante et dense corresponde approximativement à celle atteinte par les eaux de salinité notable (c'est-à-dire à conductivité supérieure à 500 micromhos à 25 °C). Pour des salinités moindres, les espèces caractéristiques de mangrove disparaissent des rives alluviales, l'alluvionnement récent fluviatile se dessèche en surface d'une manière permanente en saison sèche et le niveau général du remblaiement s'élève d'une manière notable au-dessus de celui des axes hydrographiques.

— Sauf cas particuliers, le gradient de salinité dans le réseau hydrographique d'une unité alluviale — variation de la salinité en fonction de la distance — augmente, quand la longueur de l'estuaire proprement dit diminue et lorsque les apports d'eau douce sont plus importants.

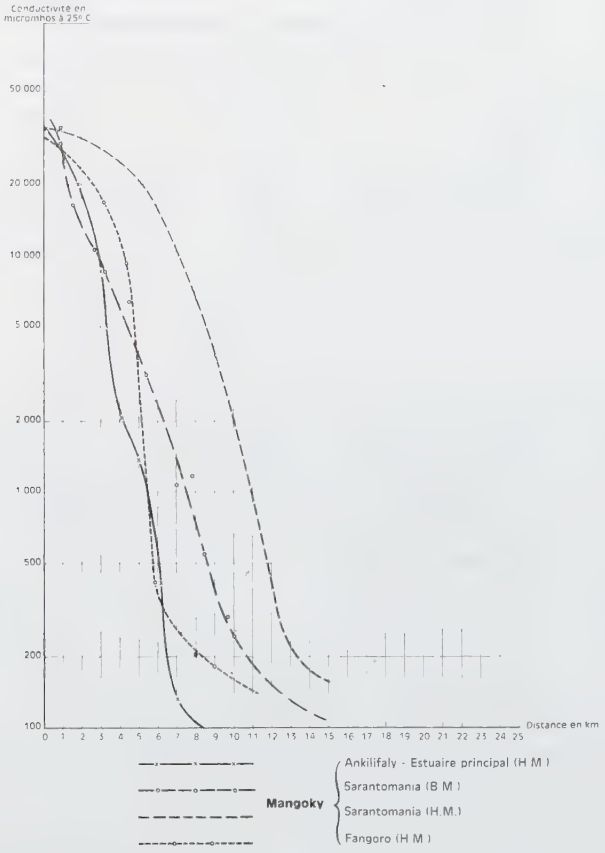


Figure 49

Ainsi, la salinité aux hautes eaux passe de 0,1 à 10 g par litre sur 11 km dans l'estuaire principal de la Betsiboka, sur 20 km dans l'estuaire secondaire de Mahabo, moins bien alimenté en eau douce. La même variation de salinité est observée sur 8 km pour la Sambao, sur 15 km pour l'Adranomavo, sur 12 km pour la Mahajamba, sur 4,5 km pour l'estuaire principal du Mangoky (8 km pour le bras secondaire de Fangoro), sur 6 km pour l'estuaire principal de la Tsiribihina (10 à 12 km pour les bras secondaires de Namangoa et de Tsimanandrafozana). Dans certains cas peu nombreux, même en saison sèche, les eaux douces peuvent atteindre l'embouchure de l'estuaire principal, à marée basse et par marées de mortes eaux : nous avons observé ce phénomène sur le Mangoky où en Mai 1964, à Ankilifaly (embouchure du bras principal) la conductivité variait entre 110 micromhos aux basses mers et 1700 micromhos aux hautes mers, tandis que par marées de vives eaux la conductivité varie entre 250 et 33.000 micromhos.

Pour les principaux estuaires étudiés, et pour des valeurs de conductivité comprises entre 0,5 et 20 millimhos, le gradient de salinité aux hautes eaux (valeurs extrêmes) passe de 0,75 g/l/km à 6 g/l/km d'amont en aval dans les estuaires courts et bien alimentés en eau douce, de 0,1 g/l/km à 0,8 g/l/km dans les grands estuaires où les apports d'eau douce sont proportionnellement plus restreints.

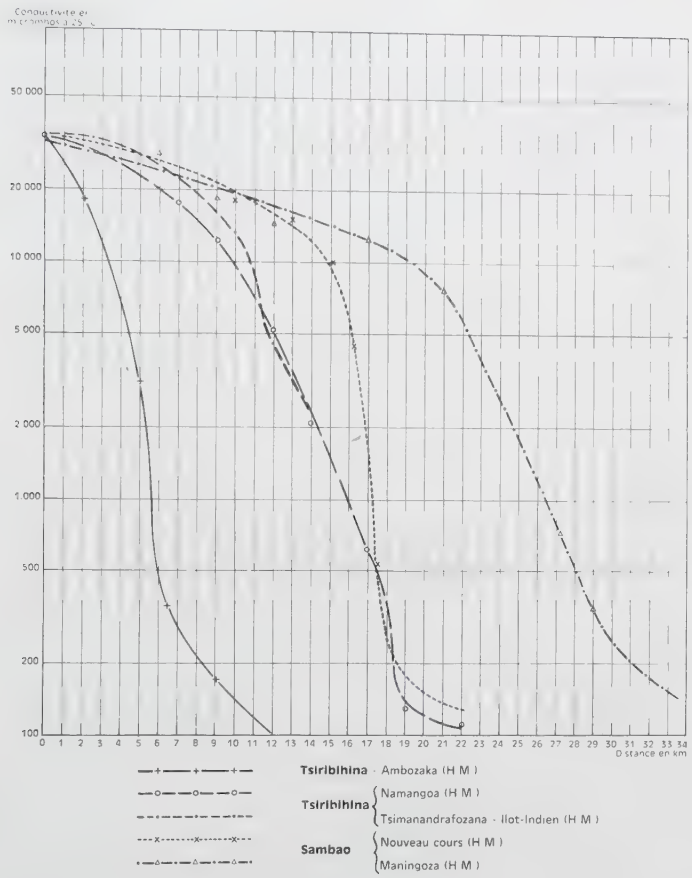


Figure 50

Outre le débit de saison sèche, la pente du profil en long dans le bas cours intervient (opposition par exemple entre Mangoky et Betsiboka dont les pentes moyennes sont respectivement 0,75 et 0,3‰) mais le débit de saison sèche semble le facteur prédominant (cas de la Tsiribihina dont la pente est faible 0,3‰ mais le débit d'étiage relativement élevé). C'est la résultante de ces deux facteurs, combinée au marnage, qui joue sur la pénétration des marées et des eaux salées.

— Dans les estuaires formés par des bras morts peu ou pas alimentés en eau douce en saison sèche, la salinité demeure très élevée sur des grandes distances. Ainsi la conductivité est toujours supérieure à 5 millimhos et varie le plus souvent entre 5 et 33 millimhos, parfois davantage, dans la partie interne de certains bras secondaires de la mangrove dense. On

peut citer comme exemples caractéristiques : le bras d'Antasaramanefitra (10 km) au sud du delta du Mangoky, le Kitadroa (20 km) au nord du delta du Manambolo, le bras de Namakia (15 km) obturé artificiellement dans le delta de la Mahavavy du Sud, le Masokoenja (20 km) dans le delta de la Mahajamba, les bras morts de la partie septentrionale du delta du Sambirano.

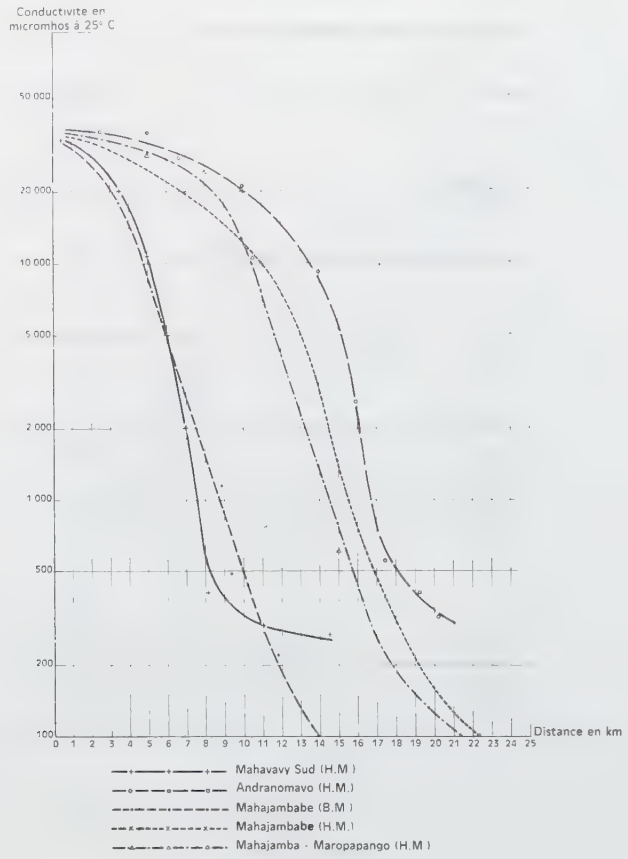


Figure 51

3 Définition, extension et caractères morphologiques du milieu fluvio-marin

Définir le milieu fluvio-marin par les actions visibles ou mesurables de la marée de salinité s'applique donc bien au milieu liquide et à la sédimentation dans les axes hydrographiques eux-mêmes. Cependant, à notre avis, cette définition ne tient pas assez compte de l'« environnement » dans la plaine de niveau de base.

En effet, la marée de salinité peut ne pas s'exercer dans des zones où les conséquences du milieu fluvio-marin ne sont plus actuelles mais résiduelles. Ainsi nous étudierons au chapitre suivant les surfaces de décantation sur dépôts fluvio-marins subactuels (cas des basses plaines internes du Bemarivo-Tsiribihina, de Besalampy-Sambao/Maningoza, de Marovoay-

Betsiboka). La présence fréquente de sels et les caractères hérités des sédiments donnent à ces zones une physionomie particulière. Mais il est également des zones où les conséquences des actions récentes du milieu littoral ou estuarien sont encore bien visibles et se poursuivent encore épisodiquement : il s'agit des zones intermédiaires qui, en arrière des mangroves actuelles, constituent une frange plus ou moins nette et plus ou moins large. Du fait de la progression de l'alluvionnement fluviatile, l'étendue de ces zones n'est pas stable. Il s'agit en réalité *d'un environnement mixte* où les milieux terrestre et semi-terrestre se rencontrent, on pourrait même dire rivalisent. L'ensemble des zones soumises régulièrement aux marées et des zones intermédiaires se caractérise par la présence massive de sels d'origine marine, en particulier de chlorure de sodium. Les sédiments semi-terrestres y deviennent progressivement terrestres. Mais outre la présence de sédiments caractéristiques, cet environnement fluvio-marin se distingue soit par une végétation très spécialisée : mangrove, halophytes, soit par une absence quasi complète de végétation par suite de l'excès de sels, surtout en saison sèche.

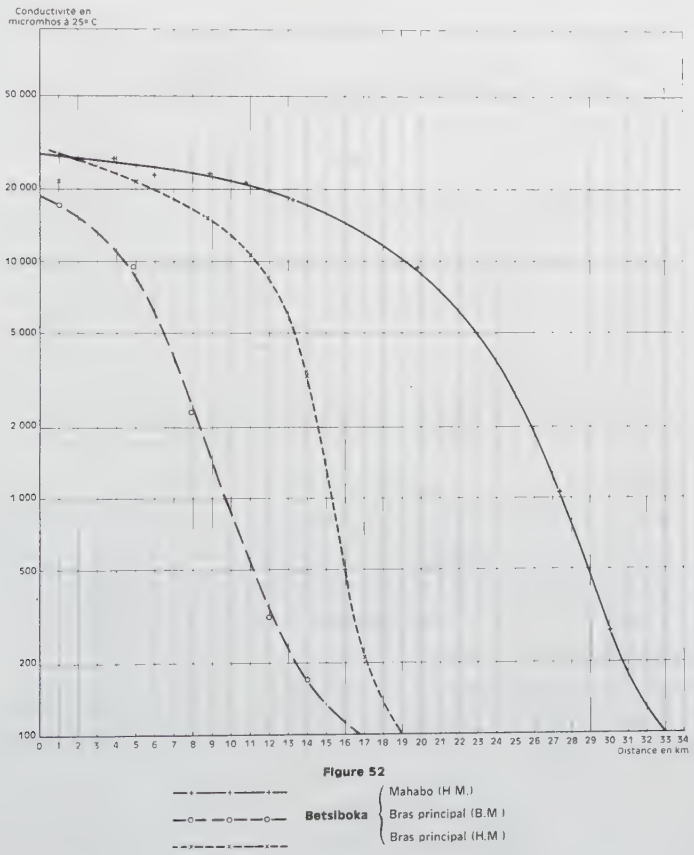


Figure 52

C'est pourquoi, dans l'optique de notre sujet, nous définirons le milieu fluvio-marin comme un *domaine à la fois sédimentologique et biogéographique* comprenant deux secteurs : un secteur semi-terrestre correspondant à la zone des mangroves et des plages, un secteur

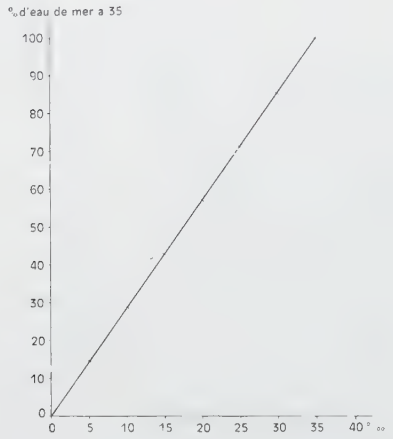
terrestre correspondant aux zones intermédiaires de transition avec la plaine alluviale proprement dite, zones intermédiaires à sol nu ou végétation halophile.

Ce second secteur est également caractérisé en général par la présence d'une nappe salée permanente à faible profondeur (moins de 2 m). On peut y observer des marais salins (« salt marsh » des auteurs anglo-saxons) mais ceux-ci sont rares dans l'Ouest malgache où le marais maritime (« tidal marsh ») est largement prédominant grâce à l'action colonisatrice des bancs vaseux par la mangrove. Dans le secteur terrestre, l'ancien réseau hydrographique de la mangrove s'atrophie considérablement et les quelques chenaux subsistants ont tendance à

Figure 53

Équivalence entre le degré de salinité et le pourcentage d'eau de mer.

(D après Cl. Francis Bœuf)



s'encaisser. Les vastes surfaces planes dominent, recouvertes d'une végétation halophile herbacée avec arbres ou arbustes clairsemés, ou bien le sol est entièrement nu. On observe localement des cuvettes à sels. En saison sèche, ce secteur comme les « salt marsh » n'est partiellement couvert qu'aux très grandes marées. En saison des pluies, il peut être totalement inondé par les fortes crues.

Le développement de ces zones intermédiaires n'est pas obligatoirement lié à celui des zones de mangrove. Il dépend essentiellement de la rapidité de progression et du stade de remblaiement de l'alluvionnement fluviatile. En effet, ce secteur interne du milieu fluvio-marin revêt un maximum d'extension dans les deltas en progression, formant une avancée sur le littoral. Dans les estuaires et « deltas intérieurs » il est très réduit ou bien se confond avec les plaines de remblaiement subactuelles. Dans celles-ci subsiste également le plus souvent une nappe salée ou saumâtre à faible profondeur, mais la végétation y est en général beaucoup moins spécifique.

C'est au secteur interne qu'appartiennent en particulier les zones nues entre forêt de palétuviers et végétation normale de terre ferme. Ces zones ont déjà été signalées par

A. GUILCHER dans le delta de la Mahavavy du Nord [1] et par R. BATTISTINI [2] dans le delta du Sambirano. Ce phénomène est général et ces surfaces apparaissent souvent en teinte claire sur les photos aériennes. Elles ont une grande extension dans les deltas de la Mahavavy du Sud, dans la plaine de la Sambao, dans les deltas du Manambolo, de la Tsiribihina, du Mangoky. Si l'on y observe généralement des sédiments argileux, le passage au milieu terrestre émergé en permanence se marque par des recouvrements sableux ou limoneux, d'abord très minces et discontinus, puis d'autant plus généralisés qu'on se rapproche des surfaces d'épandage fluviatiles (cfr chapitre X).

Sur ces surfaces, le changement dans la sédimentation ne suffit pas à expliquer la disparition des palétuviers, mais c'est la progression du remblaiement et de la mangrove vers l'aval qui cause l'émersion de plus en plus prolongée de ces zones. La mort progressive des palétuviers par dessèchement des horizons de surface et sursalure (évaporation et remontée à partir de la nappe) s'observe fréquemment, en particulier dans les grands estuaires comme ceux du Mangoky et de la Betsiboka. Dans le cas des deltas intérieurs, étant donné l'encaissement de la basse vallée, ces zones intermédiaires sont moins étendues et réparties latéralement et non longitudinalement par rapport au réseau hydrographique principal. En outre, selon l'hypothèse avancée par A. GUILCHER, la grande aridité saisonnière du climat pendant la moitié de l'année est probablement aussi largement responsable de la formation de ces zones nues.

Une autre hypothèse pour expliquer l'absence de végétation, a été avancée par J.H. DURAND dans une étude sur les sols à cocotiers dans le nord de l'Ile [3]. Cet auteur pense que les zones nues peuvent être dues à l'émersion prolongée pendant la saison sèche, mais plus probablement à l'acidification du terrain par hydrolyse des sulfates formés à la suite de l'oxydation des sulfures présents en milieu réducteur.

D'après nos observations, cette hypothèse semble difficile à généraliser et nous avons signalé ce phénomène dans des sous-groupes de sols formés dans des environnements différents. Par ailleurs, presque tous les zols des zones intermédiaires dénudées ont une réaction neutre à modérément alcaline et sont le plus souvent pauvres en matière organique. Des pH acides ont été parfois notés dans les horizons profonds : ils sont dus à la présence occasionnelle de racines de palétuviers morts ou d'horizons marécageux enterrés. On observe alors des « argiles à chat » profondes à sulfates de fer basiques. Le processus d'acidification secondaire, dès la surface du sol, semble au contraire se produire préférentiellement dans les zones à végétation herbacée marécageuse et dans les sols à engorgement temporaire d'ensemble. L'inondation s'y fait surtout par les eaux fluviales et s'accompagne le plus souvent d'une certaine désalinisation des horizons supérieurs, ce qui n'est jamais réalisé dans les zones intermédiaires dénudées, bien au contraire. L'influence d'une végétation marécageuse ou à tendance marécageuse n'a rien de surprenant, puisque la présence de matières organiques utilisables par les bactéries anaérobies, spécialement des *Sporovibrio*, est nécessaire au déclanchement du phénomène, c'est-à-dire la réduction des eaux saumâtres ou salées sulfatées.

[1] A. BERTHOIS et A. GUILCHER (1956), p. 48.
[2] R. BATTISTINI (1960 a), p. 210.
[3] J.H. DURAND (1964), pp. 14-16.

Les côtes construites ont souvent un développement plus grand dans les régions tropicales que dans les pays tempérés [1]. Cela est dû à la fois à l'abondance des apports et à l'action d'une végétation hautement spécialisée. Comme le souligne P. Birot « il n'y a pas de comparaison entre la végétation adaptée au sel et au mouvement des marées, telle qu'on la trouve dans les vasières de l'Europe du Nord-Ouest, et les plantes analogues des régions tropicales humides ». On peut dire aussi qu'il n'y a pas de comparaison, surtout à Madagascar, avec l'intensité des apports. Ce facteur est peut-être plus important que le facteur climatique, car, si la végétation de mangrove nécessite des températures moyennes assez élevées, on peut remarquer qu'elle s'étend sur la côte ouest dans des zones qui reçoivent en moyenne entre 350 mm (Tuléar) et plus de 2 m (Sambirano) de précipitations annuelles.

Sur les côtes occidentales malgaches, l'extension des zones de mangrove paraît liée non seulement à l'importance du remblaiement récent, mais surtout à la faiblesse de la pente terminale de celui-ci. Ainsi dans les deltas internes — type Betsiboka ou Mahajamba — les mangroves sont particulièrement étendues du fait que le remblaiement de la vallée immergée n'est pas achevé. Par exemple, sur la Basse-Betsiboka, en aval de Marovoay, la pente moyenne est inférieure à 5 °/₀₀₀.

Dans les grands estuaires et les grands deltas, en particulier ceux faisant saillie sur la ligne de rivage — type Mahavavy du Nord, Sambirano, Mahavavy du Sud, Manambolo, Tsiribihina, Mangoky — on observe qu'en général les zones de mangrove sont d'autant plus étendues que les bras sont moins fonctionnels et reçoivent moins d'apports d'eaux douces en saison sèche. Autrement dit, l'extension est maximale dans les zones de remblaiement récemment stabilisées. Ceci s'explique d'autant mieux que ces bras sont encore souvent fonctionnels en saison des pluies, et reçoivent alors essentiellement des sédiments fins en suspension qui alimentent les bancs vaseux. La pente de ces bras secondaires est d'ailleurs en moyenne beaucoup plus faible que celle des bras en pleine activité : dans le Bas-Mangoky, la pente est de 0,2°/₀₀₀ dans l'estuaire Fangoro contre 0,2‰ dans l'estuaire d'Ankilifaly; dans la Basse-Mahajamba 0,1‰ dans le bras Masokoenja contre 0,3‰ dans l'estuaire actif Mahajambabe.

D'autres facteurs morphologiques peuvent intervenir dans l'extension des mangroves. Ainsi dans le delta de la Tsiribihina, la mangrove est partout très étendue sur le front deltaïque par suite de la multiplication des bras en aval de Belo où l'on compte plus de quatre grands bras principaux. La prépondérance de l'un ou l'autre bras est variable : le bras de Namangoa au Sud, récemment le plus actif, a régressé depuis deux ans ou profit du bras Ambozaka au Nord, alors que la sédimentation récente a atteint son avancée maximale dans la partie centrale du delta (bras de l'Ilot Indien).

A l'embouchure actuelle du Manambolo, on observe des mangroves peu étendues par rapport à celles du reste du delta situées plus au Nord. Ce cours s'est établi seulement depuis 1936, abondonnant l'ancien tracé encore visible mais peu fonctionnel (Manambolomaty). Ce nouveau cours, ayant à effectuer un trajet beaucoup plus court pour atteindre la mer a un lit plus encaissé et a dû forcer des cordons dunaires le long d'un littoral déjà très régularisé.

A propos de l'évolution morphologique des vasières dans la plaine d'Ambilobe (Mahavavy du Nord et Mananjeba), A. Guilcher écrit [2] : « ...les bras actifs des cours d'eau

[1] P. Birot (1959), p. 233.
[2] L. Berthois et A. Guilcher (1956), p. 46.

se terminent dans des chenaux de marée : il faut bien que les rivières se jettent quelque part dans la mer. Mais les bras morts ne sont pas tous continués par un chenal de marée, et la largeur des chenaux de marée n'est pas du tout en rapport avec la présence ou l'absence d'un cours d'eau terrestre à leur extrémité interne. Elle dépend seulement de la superficie de la vasière à desservir en eau de mer.» Nous ne pensons pas que cette conclusion puisse être généralisée. En effet, toutes nos observations dans les basses plaines alluviales de l'Ouest font supposer que *la plupart des grands chenaux de mangrove sont liés à l'existence d'anciens bras subactuels ou récents*. Ce fait est particulièrement illustré par de nombreux exemples dans le Bas-Mangoky, la Tsiribihina, le Manambolo, la Mahavavy du Sud, la Mahajamba, la Sofia. S'il apparaît moins dans la plaine d'Ambilobe, où d'ailleurs les mangroves par comparaison avec d'autres plaines sont relativement peu étendues, c'est à cause de la grande mobilité de la Mahavavy du Nord, comme en témoignent les récents changements de cours ces dernières décennies, avant la stabilisation par la culture de la canne à sucre, les nombreux trains de méandres résiduels, et la pente relativement forte (0,7 à 1%) du delta. Par sa dynamique et ses caractères morphologiques, le delta du Manambolo, bien que moins avancé, se rapproche de celui de la Mahavavy du Nord. Dans cette plaine deltaïque, les anciens bras sont parfaitement conservés avec leur tracé à méandres, jusqu'à leur embouchure. C'est à partir de ces anciens bras que s'est faite la hiérarchisation du réseau hydrographique des mangroves.

Sur le Bas-Mangoky, où la pente de la plaine deltaïque est également assez forte (0,8‰) les exemples sont également frappants par leur ampleur. Tous les grands chenaux de mangrove sont liés à la présence d'anciens bras, et certains sont encore reliés temporairement aux bras actifs actuels. Un seul cas est douteux : l'estuaire d'Antsaramanefitra, à l'extrême-sud du delta, petit bras de mer pour lequel l'existence d'un acien bras reste très hypothétique mais n'est pas impossible.

Dans le delta de la Mahajamba, l'estuaire de Masokoenja n'est que le tracé de l'ancien cours de la Mahajamba, alimenté en outre par la petite rivière Masokoenja. Dans son étude morphologique du delta du Sambirano, R. Battistini adopte un point de vue proche du nôtre[1] : « Il est probable, écrit-il, que certains des grands chenaux de marée ont servi, à un moment ou à un autre, d'estuaires par lesquels les eaux du Sambirano rejoignaient la mer. »

Dans les fronts deltaïques, les ramifications des grands chenaux ont également le plus souvent une origine fluviatile. Certes, il existe une hiérarchisation très variée des chenaux secondaires qui desservent les mangroves et ceux-ci sont d'autant plus étendus que l'alluvionnement récent est plus important. Après régression des bras fluviatiles actifs, les chenaux principaux eux-mêmes, par suite des courants de marée et de l'irrégularité des débits, se modifient, s'élargissent, et forment souvent de beaux méandres. L'élargissement des anciens bras dans la zone littorale par érosion latérale des courants de marée est également un fait très général, au moins tant que le marnage reste suffisamment important. Plus en amont, les bras fluviatiles en régression ont également tendance à former des méandres, mais aussi à diminuer de largeur.

Les plus beaux exemples de réseaux de chenaux secondaires qui se créent sur les étendues de vase, d'une manière autonome pour ainsi dire, peuvent être vus dans le delta interne de la Betsiboka et dans celui de la Mahajamba, où la sédimentation actuelle est très rapide.

[1] R. Battistini (1960 a), pp. 212-213.

Ces chenaux secondaires constituent des réseaux parallèles, peu ramifiés et presque orthogonaux aux axes hydrographiques principaux liés aux bras fluviatiles. Dans les deltas progressant plus lentement, le réseau des chenaux secondaires est beaucoup plus contourné et extrêmement hiérarchisé. Son extension est alors évidemment fonction des vasières à desservir. Mais les cas de « divorce », pour reprendre une expression de A. GUILCHER, entre ces chenaux de marée (« tidal creeks ») et les bras principaux anciens ou actifs demeurent rares.

II. LA VÉGÉTATION

1 La forêt de palétuviers

Les peuplements végétaux de la mangrove malgache ont été depuis longtemps étudiés par les botanistes [1]. Des mises au point plus récentes ont été faites pour certaines familles dan[4] la Flore de Madagascar et des Comores [2] et dans les Mémoires de l'IRSM [3]. Des études régionales sur la nature et la répartition des espèces ont également été faites dans le Sambiranos et le delta du Fiherenana à Tuléar [5].

Les échantillons que nous avons rapportés de nos prospections dans l'Ouest ont été déterminés par J. BOSSER au Centre ORSTOM de Tananarive. Nos observations ont surtout porté sur la répartition géographique des espèces connues et leur rôle dans la colonisation des sédiments récents.

Selon C. GACHET [6] l'ensemble des mangroves malgaches couvrirait environ 217.000 hectares, soit plus de 1,7% du domaine boisé [7]. Le nom malgache désignant la mangrove est « Honko ».

Il convient d'abord de distinguer les espèces propres à la mangrove (palétuviers) c'est-à-dire aux zones régulièrement inondées par la marée.

Espèces	Famille	Noms vernaculaires Ouest	Nord-Ouest
Avicennia officinalis	Verbénacées	Afiafy	Afiafy ou Mosotry
Rhizophora mucronata	Rhizophoracées	Tangandahy	Honkolahy
Ceriops boiviniana	Rhizophoracées	Tangambavy	Honkovavy
Brugiera gymnorhiza	Rhizophoracées	Tangampoly	Tsitolonina
Sonneratia alba	Sonneratiacées	Songhery	Farafaka
Carapa obovata	Meliacées	Fobo	Lantaka-Talaotra
Lumnitzera racemosa	Combretacées		Votsihonko
Heritiera littoralis	Sterculiacées	Lonony	Maromony
Hibiscus tilaceus	Malvacées	Varo	

[1] H. PERRIER DE LA BATHIE (1912), A. GUILLAUMIN (1928).
[2] H. PERRIER DE LA BATHIE (1954a) (1954b), J. ARENES (1954).
[3] R. CAPURON (1961), pp. 145-146.
[4] C. GACHET (1958).
[5] R. DERIJARD (1963).
[6] C. GACHET (1959), p. 135.
[7] Sur la côte orientale peu découpée, les mangroves sont peu étendues. Les lagunes sont le plus souvent séparées de la mer par une dune littorale plus ou moins continue et leurs eaux sont peu ou pas salées. En outre, la sédimentation vaseuse est peu importante.

Les deux dernières espèces ne sont pas exactement des palétuviers : elles caractérisent plutôt les zones intermédiaires dont nous verrons la flore ci-après. Mais on les observe en petits peuplements isolés dans la mangrove typique, là où celle-ci n'est pas trop dense. *Heritiera littoralis* est une espèce fréquente dans les estuaires et les plaines deltaïques du Nord-Ouest, à partir de Besalampy. Ses capsules résistantes se retrouvent sur toutes les plages. Elle est rare sur la côte ouest : nous en avons observé seulement quelques îlots dans le delta de la Tsiribihina.

Avicennia officinalis est de loin l'espèce la plus répandue et la plus ubiquiste. La plupart du temps, c'est elle qui colonise en premier les bancs vaseux d'estuaires ou de deltas. Sur les atterrissements vaseux de rives convexes, les séries de tailles décroissantes en fonction de l'âge du peuplement, sont remarquables, en particulier sur les bras principaux. *Avicennia* est également l'espèce qui, dans la frange interne des mangroves dégradées, et dans les termes de passage au secteur terrestre, supporte le mieux l'excès de sels et résiste le plus longtemps à un assèchement prolongé.

Rhizophora mucronata joue également le rôle de « pionnier » mais beaucoup moins fréquemment que les *Avicennia*. Il semble que le plus souvent cette espèce s'installe dans une mangrove à *Avicennia* jeunes qu'elle concurrence rapidement. Elle forme des peuplements très denses, plus particulièrement dans la partie interne des surfaces comprises entre les chenaux de marée. Par le réseau très dense de ses racines échasses, ses troncs droits et serrés, elle concurrence fortement les autres espèces à port plus étalé et plus exigeantes en lumière. Les peuplements denses sont plutôt observables sur les berges concaves, là où l'érosion latérale des chenaux a recoupé les surfaces de mangrove plus intérieures. *Rhizophora mucronata* forme des peuplements denses importants dans les zones deltaïques à alluvionnement stabilisé ou en voie de stabilisation, à alluvionnement assez abondant mais pas trop rapide.

Les autres espèces de Rhizophoracées : *Brugiera gymnorhiza* et *Ceriops boiviniana*, sont souvent en association avec la précédente, dont elles supportent le voisinage, car elles ont un port analogue. Mais elles forment rarement des peuplements purs aussi étendus. On peut même dire que leur grande fréquence laisse présager une certaine dégradation du couvert végétal qui dans ce cas souvent s'éclaircit. Ces deux espèces supportent mieux l'ensablement — en particulier *Ceriops boiviniana* qui, après *l'Avicennia*, est la plus résistante à la sécheresse saisonnière. On les rencontre souvent dans des zones où, en saison sèche, la partie supérieure du sol est en voie de dessiccation, ces zones étant seulement inondées aux marées de vives eaux.

Sonneratia alba est typiquement une espèce de front de sédimentation, aussi bien dans les estuaires que sur la marge littorale des deltas. C'est également une espèce colonisatrice, mais qui forme en général des peuplements purs et peu étendus. Par son port très étalé, cette espèce affectionne les sites ouverts vers le large et résiste mal à la concurrence des autres espèces, en particulier des Rhizophoracées : assiégées par ces dernières dès que la sédimentation progresse vers le large, elle tend à s'accroître en hauteur et dépérit rapidement. C'est ce qui explique son habitat généralement très dispersé au sein d'une unité alluviale. Dans les mangroves de la côte ouest proprement dite, *Sonneratia alba* est une espèce, comparativement aux autres citées ci-dessus, relativement rare. Elle est plus fréquente sur la côte nord-ouest, mais avec de fortes inégalités régionales dans la densité et le nombre des peuplements.

Carapa obovata peut être qualifiée d'espèce ripicole des chenaux et bras de mangrove. En effet, les quartiers déhiscents de son gros fruit sphérique ne sont pas portés très loin par

flottaison à l'intérieur des étendues de vase. Cette espèce ne forme pas à proprement parler des peuplements, mais au plus des groupements de quelques individus.

Enfin, *Lumnitzera racemosa* est une espèce peu fréquente, observée surtout dans le Sud-Ouest, sur la lisière terrestre de la mangrove. Nous l'avons également observée dans la plaine de Soalala et dans le Bas-Sambirano, dans la même situation.

Existe-t-il une zonation caractéristique des espèces de palétuviers ? Peut-on distinguer des types écologiques de mangroves ? Compte tenu de nombreuses observations en des régions variées de la côte occidentale, il semble qu'il soit difficile de définir, sans simplifier à l'excès, une zonation caractéristique dans la mangrove malgache. Tout au plus peut-on parler de sites préférentiels, et, pour chaque espèce, de possibilités d'extension.

L'*Avicennia* est l'espèce la plus répandue et la plus ubiquiste à cause de la facilité de dispersion de sa graine par flottaison et de sa rapidité de croissance. De plus, c'est elle qui résiste le mieux aux variations de salinité et d'humidité dans le sol.

L'extension des Rhizophoracées (« Tanga ») nécessite une certaine stabilité des bancs vaseux, car la propagation de l'espèce se fait davantage par chute des plantules, qui se piquent dans la vase, que par flottaison. Ceci explique que leur implantation est généralement postérieure à celle des *Avicennia*. Mais une fois installées, leur concurrence vitale est beaucoup plus grande vis-à-vis des autres espèces, en particulier des *Avicennia* et *Sonneratia*, à port plus ou moins étalé, et plus exigeantes en lumière lors de leur croissance.

Les formations à *Avicennia* de Madagascar rappellent partiellement le « Sirubial » guyannais ou forêt d'*Avicennia nitida* [1]. D'après M. Boye, les peuplements de cette espèce constituent le paysage type des vasières de front de mer où l'espèce *Rhizophora* est pratiquement absente. Cette dernière forme des galeries (« manguezal ») le long des estuaires et des chenaux de marée, tandis que les Avicennia disparaissent vers l'amont. Comme nous l'avons vu, la répartition des *Avicennia* et *Rhizophora* apparaît beaucoup plus variée dans l'Ouest malgache.

D'après A. Guilcher [2], la mangrove africaine n'est pas uniforme : « Sur les rives atlantiques de l'Afrique on a, en principe et essentiellement, des *Rhizophora* en avant et des *Avicennia* plus loin des marigots .. Cette disposition peut cependant s'inverser dans les peuplements récents ou repeuplements de Guinée, parce qu'*Avicennia* pousse plus vite. »

En Sierra Leone [3], *Rhizophora racemosa* et *Avicennia nitida* sont les premières colonisatrices. *Rhizophora racemosa* peut former des peuplements purs sur des sédiments limoneux déposés récemment, alors qu'*Avicennia* est plutôt associée avec *Rhizophora harrissonii* et *Rhizophora mangle* sur des sols plus fermes, où croissent également des plantes herbacées tolérantes aux sels.

Selon M. Boye, la localisation des *Rhizophora* en Guyane serait commandée moins par le taux de salinité que par les variations de la salinité associées aux variations du pH. Cependant d'après nos observations, et comme cela a été montré dans de nombreuses études, c'est surtout après dessèchement ou préservation de l'inondation par les eaux salines, que l'acidité augmente considérablement dans les sols de mangrove. Les mangroves anciennes ou en voie

[1] M. Boye (1962).
[2] A. Guilcher (1959), p. 19.
[3] H.D. Jordan (1963), p. 796.

de régression donnent fréquemment naissance, comme nous le verrons plus loin, à des sols sulfatés acides [1].

Par ailleurs, il ne semble pas que la distinction faite par H. PERRIER DE LA BATHIE entre mangroves d'estuaires et de fonds de baie, peuplées surtout de Rhizophoracées, et mangroves littorales, où dominent presque exclusivement les *Sonneratia* et *Avicennia*, puisse être généralisée [2]. Cette distinction a été reprise en partie par R. DERIJARD dans son étude du peuplement des atterrissements intertidaux de la région de Tuléar [3]. Outre le fait que les mangroves sont peu étendues dans le delta du Fiherenana, cette plaine alluviale a des caractères bien particuliers. On y observe une large prédominance de la sédimentation sableuse sur les dépôts fins, la présence d'une nappe phréatique d'eau douce liée aux variations du niveau d'un banc de calcaires quaternaires, qui longe le littoral dans ce secteur. Mais les apports de cette nappe ne peuvent être comparés aux importants apports d'eau douce des grands estuaires, avec les fortes variations de salinité qui s'y produisent.

Le bas cours du Fiherenana n'a qu'un sous-écoulement sous les sables en saison sèche. Malgré la faible étendue des mangroves d'estuaires étudiées dans ce delta par R. DERIJARD, cet auteur note la grande complexité des peuplements et la présence de grands *Avicennia* et de *Lumnitzera* sur la lisière terrestre de la mangrove littorale.

Sonneratia alba est parfois fréquent dans les zones internes, en particulier au voisinage des bras morts à forte salinité sur de longues distances. Nous avons observé ce fait en particulier au Bas-Mangoky et dans le Bas-Sambirano où cette espèce sur le front deltaïque est cependant particulièrement abondante.

Les trois espèces : *Rhizophora mucronata*, *Avicennia officinalis* et *Sonneratia alba*, sont également fréquentes dans les franges externes de palétuviers en avant des cordons sableux littoraux ou des abrupts rocheux de hautes mers, franges fréquemment observées soit dans les deltas en progression, soit dans les baies profondes [4].

En conclusion, nous dirons que dans les mangroves littorales ou d'estuaires, suffisamment étendues et stabilisées, le mélange des peuplements et des espèces précitées est la règle. Il faut noter cependant une exception, et de taille sur la côte occidentale malgache : l'estuaire de la Betsiboka. On observe dans cet estuaire, malgré son étendue — plus de 73.000 hectares — une très forte prédominance de peuplements purs à *Avicennia officinalis*. De rares peuplements de Rhizophoracées peu étendus ont été observés dans la partie orientale de l'estuaire. Or, malgré le débit notable en saison sèche de la Betsiboka, les variations de la salinité y sont analogues à celles observées dans les autres estuaires à peuplements plus complexes. Peut-être la progression extraordinairement rapide de l'alluvionnement dans cet estuaire n'a-t-elle pas permis l'implantation massive des autres espèces de palétuviers à croissance plus lente, mais

[1] En Sierra Leone. P.R. HESSE et J.W.M. JEFFERY (1963), p. 803, ont montré que, lors de l'établissement de polders, pour empêcher l'accès de l'eau de mer, les sols de mangrove à *Rhizophora* tendent à devenir trop acides pour la culture du riz, alors que dans les conditions naturelles les valeurs de pH varient entre 6,2 et 6,6.

[2] H. PERRIER DE LA BATHIE (1912).

[3] R. DERIJARD (1963), pp. 217-219.

[4] L. BERTHOIS et A. GUILCHER (1956), A. GUILCHER (1956) les ont signalées également dans le delta de la Mahavavy du Nord, à Nosy-Be et dans la rade de Diego-Suarez. A. GUILCHER (1954) souligne que les palétuviers peuvent vivre soit dans de l'eau sursalée, soit dans de l'eau douce — il faudrait plutôt dire saumâtre — à condition qu'il y ait alternance d'immersion et d'émersion par le jeu des marées, l'émersion facilitant la germination. Dès 1921, H. PERRIER DE LA BATHIE écrivait : « Les espèces de mangrove ne se développent bien que sur les boues des estuaires où les marées se font sentir avec de grandes amplitudes. »

ceci n'est qu'une hypothèse. Cette hypothèse peut cependant s'appliquer à l'ensemble de la mangrove occidentale malgache si l'on admet que les modalités de la sédimentation — intensité des apports, turbulence des courants, remaniements par érosion des dépôts récents — interviennent davantage dans la répartition des espèces et leur développement végétatif que les variations de la salinité.

Cependant, compte tenu de la concurrence vitale interespèces et des modes de reproduction de chacune d'elles, il existe incontestablement des sites préférentiels qui, pour les différentes espèces précitées, peuvent se résumer ainsi :

Espèces	Sites
Avicennia officinalis (Afiafy)	— Lisières terrestres, zones intermédiaires à assèchement partiel en saison sèche.
	— Atterrissements vaseux des rives convexes des bras et chenaux principaux.
	— Bancs vaseux d'estuaires en progression rapide.
Rhizophora mucronata (Tangandahy)	— Atterrissements vaseux abrités (en arrière des cordons littoraux).
	— Mangroves centrales régulièrement inondées toute l'année.
Ceriops boiviniana (Tangambavy)	— Mangroves centrales (peuplements purs ou association avec les autres Rhizophoracées).
Bruguiera gymnorhiza (Tangampoly)	— Mangroves centrales (peuplements purs ou association avec les autres Rhizophoracées).
	— Franges internes (secteurs intermédiaires) à assèchement partiel en saison sèche.
Sonneratia alba (Songery)	— Front d'alluvionnement (eaux à fortes salinités) des estuaires ou des deltas.
Carapa obovata (Fobo)	— Rives des bras fluviatiles et chenaux de marée.
Lumnitzera racemosa	— Lisières terrestres des mangroves et zones littorales salées.
Heritiera littoralis (Lonony) *Hibiscus tiliaceus* (Varo)	— Rives des bras fluviatiles.

Signalons enfin qu'une liane est très fréquente sur les palétuviers qui bordent les bras fluviatiles et les chenaux de marée : il s'agit d'une Papilionacée, *Derris euliginosa* (Faneha).

2 La végétation des zones salées intermédiaires

En Europe occidentale, la mer flandrienne a profondément pénétré à l'intérieur du continent en suivant les vallées des rivières. Selon J. Bourcart [1] « les mêmes dépôts semblent s'être faits dans tous les estuaires au cours de cette période. » Ce remplissage se présente sous la forme de « terrasses ». La terrasse supérieure n'existe que dans les grands estuaires ou les golfes envasés. La terrasse moyenne à chenaux de marée (« creeks ») et végétation halophile, est recouverte partiellement par les marées de vives eaux. A cette terrasse moyenne, depuis les travaux du botaniste belge J. Massart, on a donné le nom flamand de « schorre ». Le schorre est souvent, mais pas toujours, limité vers le large par une microfalaise et se poursuit à marée basse par un glacis de vase nue : la « slikke » (vasières molles).

Si la mangrove stabilisée peut être assimilée dans une certaine mesure, à une « haute slikke », avec une végétation très particulière, comme le fait remarquer A. Guilcher [2] :

[1] J. Bourcart (1958), p. 84 et ss.
[2] A. Guilcher (1959).

« ...les vasières tropicales intertidales sont loin de porter partout des palétuviers. Le schorre herbacé familier aux observateurs des pays tempérés existe aussi dans les pays tropicaux. » A notre avis, dans l'Ouest malgache, ce « schorre » caractérise en partie ces zones intermédiaires précédemment définies. Il est lié à la fois à la dégradation de la mangrove et aux changements dans le régime de sédimentation.

Ces deux phénomènes ont comme cause commune la progression vers l'aval de l'alluvionnement, laquelle s'accompagne d'un enfoncement relatif du réseau hydrographique fluvio-marin. Il existe également des microfalaises, qui s'observent en général entre schorres herbacés et zones nues. Elles sont dues le plus souvent aux marées de vives eaux, et sont fréquemment entaillées dans des sédiments plus riches en limons et en sables que les vases de la mangrove. Ces sédiments correspondent à des recouvrements fluviatiles de surface d'épandage. Bien que l'extension du milieu fluvio-marin dans certaines plaines alluviales de l'Ouest malgache, puisse être rapportée à une transgression marine récente (cfr chap. VIII), dans la plupart des cas, on peut difficilement parler de « terrasses ».

Ce schorre tropical de l'Ouest n'est pas seulement herbacé, mais souvent arboré ou à nombreux arbustes. Il a une répartition assez hétérogène mais on l'observe le plus souvent, soit sur des levées embryonnaires qui bordent les bras fluviatiles, soit sur les surfaces d'épandage en arrière des zones nues (sans végétation), autour des cuvettes salines ou dans les axes de drainage mal individualisés. Dans le premier cas, son extension est d'abord limitée au bourrelet de berge peu marqué et étroit, puis à mesure que l'on remonte vers l'amont, ce schorre s'élargit et s'étend sur les fronts d'épandage d'alluvions fluviatiles récentes, tandis que la spécificité des espèces végétales adaptées aux sels décroît. Cela se traduit par un aspect digité sur les cartes et photos aériennes. Dans le second cas, la salinité est généralement plus grande et les sédiments beaucoup plus argileux que sur les bourrelets de berge : aussi, le couvert végétal est beaucoup plus clairsemé, voire nul.

Comme nous l'avons déjà noté, lorsque la mangrove se dégrade par assèchement prolongé et sursalure des horizons de surface, c'est l'*Avicennia* qui résiste le plus longtemps. Mais peu à peu, cette espèce elle-même dépérit et il est fréquent d'observer, sur la frange interne de nombreuses plaines deltaïques, des troncs de palétuviers morts. Lorsqu'on fait des sondages dans les zones nues et les cuvettes salines, il n'est pas rare de trouver des troncs ou racines de palétuviers à faible profondeur.

Dans les surfaces argileuses, où le sol est fortement crevassé en saison sèche, la première colonisation des zones salées se fait par les Salicornes. Celles-ci s'établissent de préférence soit sur les minces recouvrements sablo-limoneux, qui indiquent des apports fluviatiles, soit sur les petites accumulations éoliennes (« nebkas ») de limons salés qui se forment en saison sèche par déflation des surfaces poudreuses sans végétation. Deux espèces sont couramment observées : *Salicornia Perrieri* Chenopodiacées, et *Arthrocnemum pachystachium* (Dremotsy) Chenopodiacées, associées parfois à *Salsola littoralis* (Salsolacées). Une petite convolvulacée : *Cressa cretica* (Sirasira) vient bien également sur les sols argileux salés (nous l'avons déjà vue dans les sols de cuvettes).

Sur les levées de berge et en bordure des chenaux de mangrove dégradée, la première herbacée caractéristique qui forme le plus souvent le tapis végétal est *Sporobolus virginicus* (Jemotra). Cette graminée supporte les inondations des eaux saumâtres lors des marées de vives eaux.

Lorsque la texture du sol devient moins argileuse et que la salure décroît, on observe des groupements végétaux plus complexes, avec arbres et arbustes. Dans l'Ouest proprement dit, *Salvadora angustifolia* (Sasavo) Salvadoracées résiste particulièrement bien à de fortes teneurs en sels. Nous avons vu précédemment qu'un peuplement pur de cette espèce de la forêt sèche climacique indique dans les plaines intérieures des zones salées au moins en profondeur. Un arbuste : *Cryptostegia madagascariensis* (Lombiro) Asclépiadacées, que l'on trouve également dans la forêt sèche, résiste également bien aux fortes salures, et forme souvent dans les zones intermédiaires un peuplement pur clairsemé.

Les arbustes et arbrisseaux suivants caractérisent également les zones de transition avec les mangroves dégradées, particulièrement en bordure des axes hydrographiques :

Heritiera littoralis (Lonony) Sterculiacées
Barringtonia racemosa Lecythidacées
Hibiscus tiliaceus (Varo) Malvacées
Thespesia populnea (Valorao) Malvacées
Stereospermum euphoroïdes (Mangarahara) Bignoniacées
Pluchea grevei (Famonty) Composées
Pluchea bejeri Composées
Ficus cocculifolia (Adabo) Moracées
Secamonopsis madagascariensis (Vahamainty) Asclépiadacées
Abutilon greveanum (Lahirika) Malvacées
Azima tetracantha Salvadoracées

Parmi les herbacées supportant des teneurs notables en sels, citons : *Cynodon dactylon* (Mandavohita), *Cyperus rotundus* (Tsingetsetse), *Scirpus maritimus* (Kiheraherana,) *Sporobolus rhyromatosus* (Matsia).

Dans les bras et chenaux principaux, particulièrement sur les rives convexes, existe une « basse slikke » qui découvre régulièrement à marée basse, ou plus exactement aux basses eaux étant donné le retard entre le littoral et les zones internes. Par suite des apports d'eau douce et des variations importantes de salinité en milieu liquide dans les zones intermédiaires, ces dépôts de vase molle ou sables vaseux, sont fréquemment colonisés par *Typha angustifolia* (Vondro) Typhacées ou *Scirpus pterolepis* (Boboka) Cyperacées.

Enfin, dans les zones marécageuses proches du littoral et fortement salées — ces zones sont relativement rares — signalons, en particulier dans le delta du Fiherenana, un groupement à *Juncus maritimus* Juncacées et *Acrostichum aureum* Polypodiacées tandis que les cuvettes sableuses à croûte saline sont parfois occupées par un groupement à *Sclerodactylon macrostachyum* Graminées [1].

3 La végétation des cordons littoraux et des dunes bordières

En bordure de mer, les premières plantes qui s'installent sur les sédiments littoraux sableux sont : *Scaevola Plumieri* Goodeniacées et *Ipomea pes-caprae* Convolvulacées. Dans le Sud-Ouest, les dunes jeunes fixées portent un groupement à *Euphorbia stenoclada* (Famaty) Euphorbiacées. Sur les dunes et les cordons littoraux anciens, on observe un bush xérophile à

[1] Cfr J. Bosser et J. Hervieu (1958), pp. 12-13.

Didierea madagascariensis, Didiereacées, espèce qui disparaît dans l'Ouest et le Nord-Ouest bien que subsiste un bush ou scrub à xérophytes. Ce dernier fait fréquemment place à la forêt sèche à grands arbustes et petits arbres [1] avec en particulier les espèces déjà citées dans l'étude des sols peu évolués d'apport fluviatile (cfr chap. X).

III. LES SÉDIMENTS CARACTÉRISTIQUES

1 Les dépôts de mangroves

Par suite de l'alternance de la marée, ces dépôts sont soumis à une émersion périodique lors du jusant. Comme nous l'avons déjà fait remarquer, ces dépôts, fixés par une végétation hautement spécialisée, peuvent être assimilés à une « haute slikke » dont certaines parties ne sont recouvertes qu'aux marées de vives eaux. De même, les dépôts de vase molle ou de sables vaseux, non colonisés par la végétation (ou partiellement dans les bras fluviatiles par Typha ou Scirpus), correspondent à une « basse slikke ». Cependant, il n'existe pas de limite tranchée entre haute slikke et « schorre » herbacé.

A Madagascar, comme en Europe, on peut conclure avec Cl. Francis-bœuf que ces dépots d'estuaires et de deltas sont, par ce caractère d'émersion et d'inondation alternées, « plus marins que fluviaux », sans que cela ne présume en rien de leur origine.

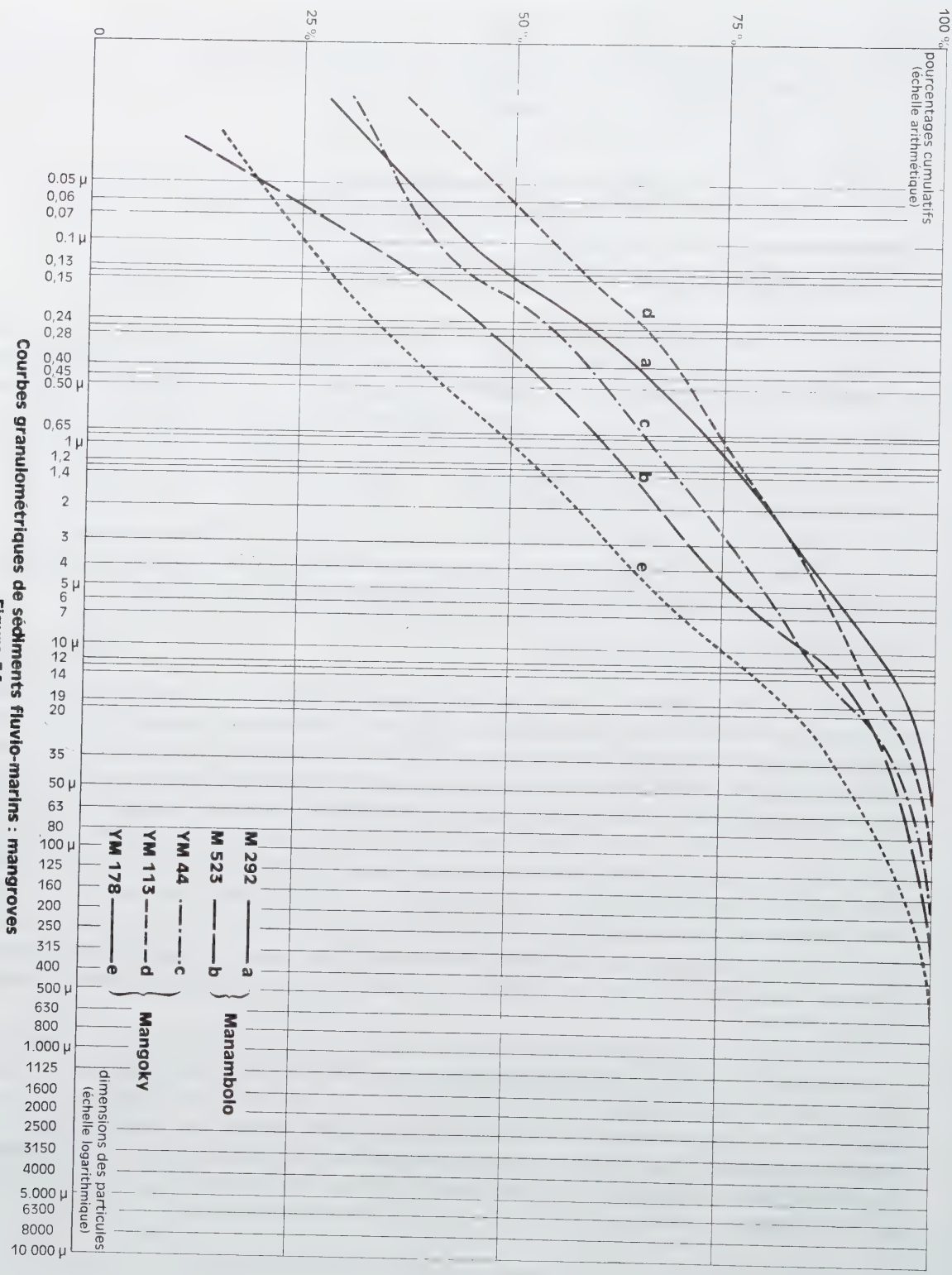
A. Caractères granulométriques

Les courbes cumulatives semi-logarithmiques des dépôts de mangroves stabilisées présentent souvent un faciès très proche du faciès « logarithmique » typique. Ce sont des dépôts bien triés, déposés par excès de charge et assez évolués (cfr fig. 54-55). Cependant, les tendances au faciès « hyperbolique » de décantation ne sont pas rares, mais l'évolution de ces sédiments n'est généralement pas aussi poussée que celle des sédiments de cuvettes et dépressions. Les valeurs de leur indice d'évolution (n) ne descendent guère au-dessous de $-1{,}3$. Ce fait est sans doute à attribuer à la reprise partielle des sédiments déjà déposés par les turbulences dues aux courants de marées et aux fortes concentrations qui favorisent le dépôt des particules dans la zone de variation maximale du gradient de salinité.

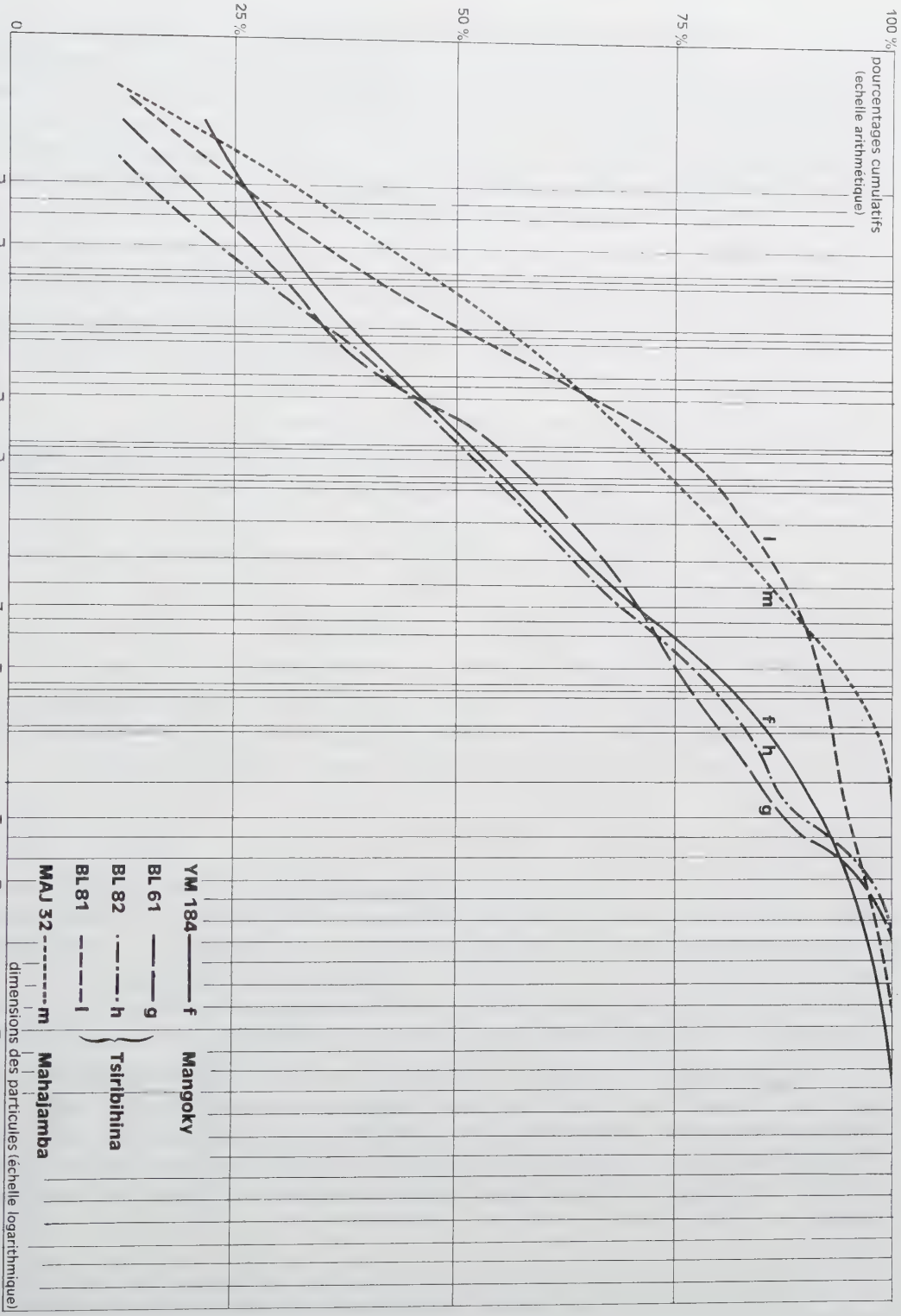
En ce qui concerne les caractères granulométriques, nous n'avons pas observé de différence fondamentale entre les couches supérieures oxydées et les horizons profonds gleyifiés (cfr Sols).

Les courbes des échantillons prélevés sur les atterrissements vaseux non colonisés par la végétation (basse slikke) présentent également un faciès sédimentologique qui souvent s'écarte peu du faciès logarithmique; mais dans ce cas, il n'est pas rare d'observer une tendance au faciès « parabolique ». Certains échantillons (cfr courbes 1 et 2 de la figure 57) présentent même des éléments de courbes séparés par une zone à forte inflexion (mélanges), la fraction grossière de dimensions supérieures à 50 microns constituant un stock granulométrique distinct.

[1] Bois des collines arénacées de H. Perrier de la Bathie (1921), p. 214 et ss.



Courbes granulométriques de sédiments fluvio-marins : mangroves
Figure 54



Courbes granulométriques de sédiments fluvio-marins : mangroves

Figure 55

En moyenne, les caractères généraux de ces sédiments fluvio-marins sont les suivants :

- la fraction granulométrique de diamètre supérieur à 100 microns est généralement très peu importante. Les vasières du delta de la Mahavavy du Nord et de celui du Sambirano font cependant exception : leurs sédiments contiennent souvent une fraction sableuse importante. Cela s'explique par le fait que ces zones d'accumulation deltaïques sont très proches de reliefs vigoureux à pentes très fortes et les bassins versants de ces cours d'eau ont un coefficient orographique très élevé (cfr 2e partie, chap. II);
- la fraction comprise entre 0,1 et 10 microns constitue en moyenne 50% des échantillons;
- la grossièreté, figurée par les valeurs de la médiane, varie le plus souvent autour de 1 micron, mais elle peut s'abaisser à quelques dixièmes de micron dans les sédiments les plus évolués. Par contre, elle augmente jusqu'aux environs de 10 microns dans les atterrissements riches en sable fin;
- l'indice d'hétérométrie est élevé, compris le plus souvent entre 3 et 4.

Cl. Francis-bœuf, opérant par tamisages, a distingué en Europe occidentale et en Afrique du Nord, trois séries de vases d'après leur pourcentage en poudres et colloïdes (éléments inférieurs à 0,05 mm) [1].

1re série : plus de 90% de poudres et colloïdes (Loire, certains échantillons de la Gironde et du Bou-Regreg).

2e série : entre 50 et 90% (Estuaires bretons et marocains).

3e série : moins de 50% (Ensuite on passe aux sables vaseux).

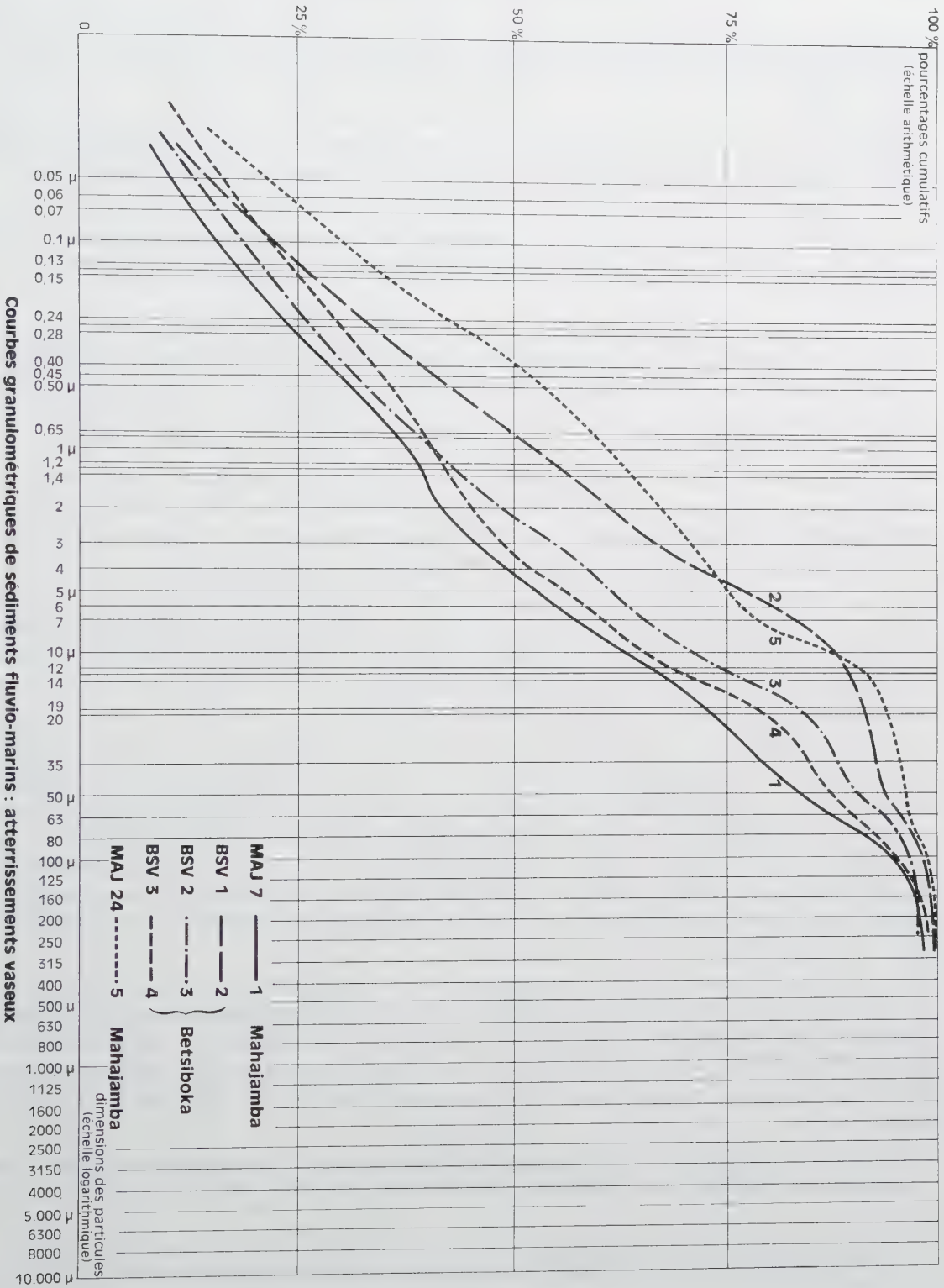
Toutes les vases de l'Ouest malgache appartiennent à la première série, exception faite pour quelques échantillons d'atterrissement de basse slikke et la majorité des vases de la Mahavavy du Nord et du Sambirano qui appartiennent aux deux autres séries.

B. Couleur, teneur en eau, matière organique, Fer

La couleur des vases de l'Ouest malgache est dans presque tous les cas, pour les horizons supérieurs, brun-jaune à brun-rouge, aussi bien sur la haute slikke que sur les atterrissements vaseux des lits et des chenaux de marée. Cette couleur est parfois très vive comme dans l'estuaire de la Betsiboka du fait de l'importance de l'érosion des sols rouges dans le bassin versant cristallin de ce fleuve. Des « vases rouges » sont également caractéristiques dans l'estuaire de la Sambao du fait de l'érosion de sols basaltiques de couleurs très vives dans le bassin versant.

Dans les dépôts de surface, les composés du fer sont donc à l'état oxydé, et ces couleurs se maintiennent sur 50 à 60 cm d'épaisseur en moyenne dans les mangroves stabilisées. Sur les atterrissements vaseux (basse slikke), en particulier ceux situés dans les bras deltaïques, l'épaisseur des horizons colorés en brun-jaune ou brun-rouge peut se réduire à quelques centimètres. Dans le cas d'un alluvionnement particulièrement rapide, elle peut atteindre 1 m à 1,5 m.

[1] Cfr Francis-bœuf (1947), p. 262 et ss. Cet auteur cite dans la deuxième série, deux échantillons de potopoto africain.



Courbes granulométriques de sédiments fluvio-marins : atterrissements vaseux

Figure 56

Au niveau de l'engorgement permanent par la nappe saumâtre ou salée, les composés du fer passent à l'état réduit (Gley) et l'on observe des couleurs gris-bleu à gris verdâtre caractéristiques.

Ce n'est que dans les petits estuaires et dans les baies non alimentées par des rivières importantes, que l'on observe des sédiments de mangrove de couleur grisâtre dès la surface des dépôts. Le plus souvent, ces sédiments sont originaires de bassins situés en totalité dans la zone sédimentaire et constitués en grande partie par des terrains calcaires.

Les teneurs en eau sont variables d'un point à un autre, mais se situent le plus souvent entre 70 et 100%. Dans quelques cas, nous avons observé des teneurs atteignant 120% et même 140%.

Les teneurs en matière organique sont peu élevées et ne dépassent guère en moyenne 1,5% avec un rapport C/N variable mais généralement moyen à faible, compris entre 8 et 13. Les valeurs de ce rapport supérieures à 20 sont exceptionnelles. Les teneurs en matière organique supérieures à 3% sont très rares et pour des teneurs supérieures à 2% le rapport C/N tend à augmenter (12 à 16).

Si les teneurs en eau des vases de l'Ouest malgache sont comparables à celles des vases européennes, par contre ces dernières sont en moyenne nettement plus riches en matière organique. Les résultats donnés par Cl. Francis-bœuf varient le plus souvent entre 2,5 et 7,9% et le rapport C/N de ces vases est fréquemment élevé, supérieur à 20 [1].

Les teneurs des vases malgaches en fer total sont assez élevées, en particulier dans la fraction argileuse (inférieure à 2 microns) où elles sont fréquemment supérieures ou égales à 10%. Les teneurs en fer libre varient dans d'assez larges limites d'un échantillon à l'autre et au sein d'une même plaine alluviale : entre 1 et 10% en moyenne, les teneurs dans les horizons gleyifiés étant souvent plus faibles, inférieures à 5%.

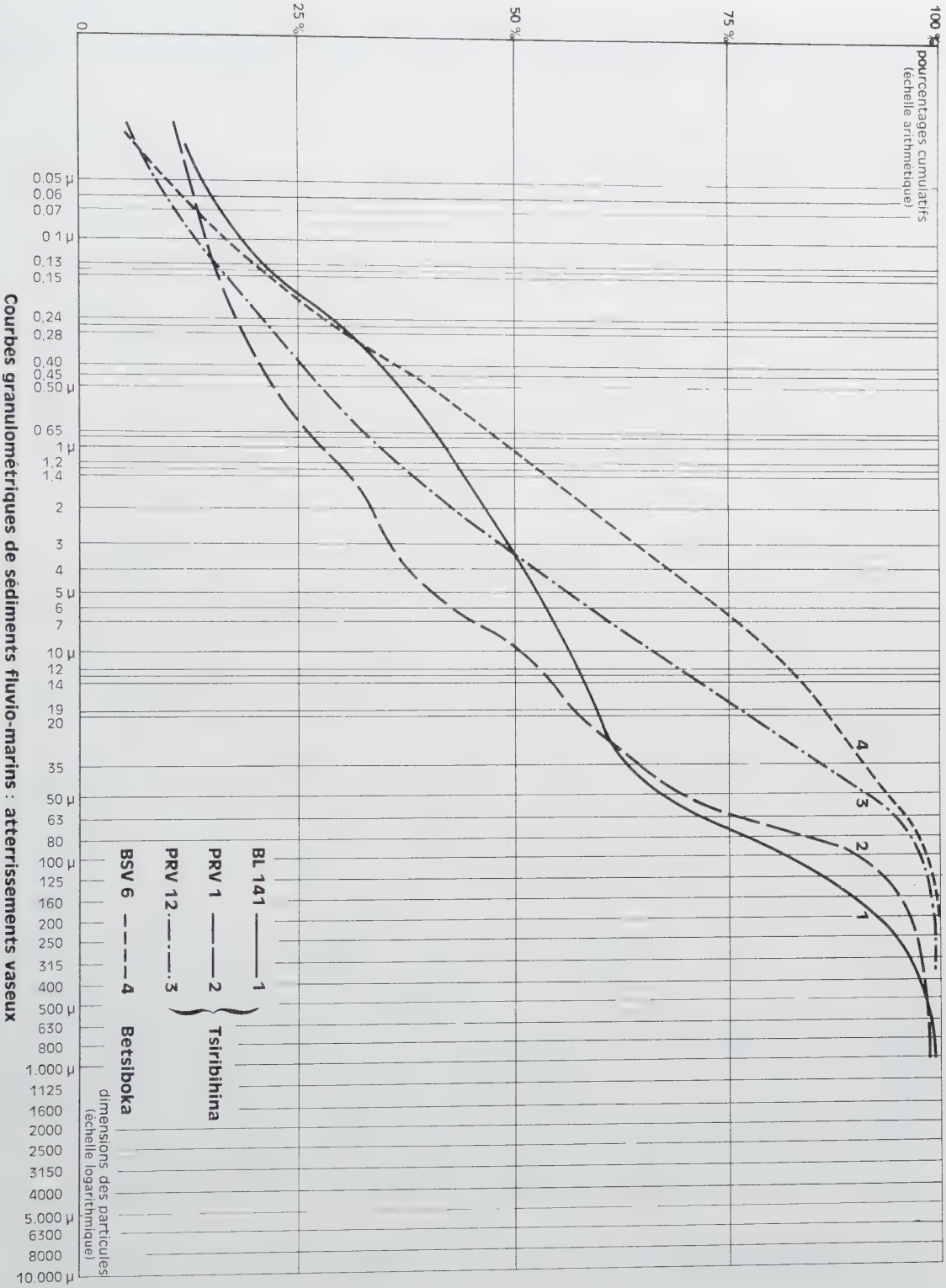
L'examen de ces caractères physico-chimiques pose un problème de classification déjà évoqué par Cl. Francis-bœuf. Pour cet auteur, la vase est essentiellement un sédiment polydispersé et polyphasé, constitué généralement par une phase sableuse fine, une phase pulvérulente, des colloïdes (Fer et matière organique); elle est de couleur noirâtre, et a été déposée sous l'eau en milieu réducteur [2]. D'après ce que nous venons de voir, il apparaît donc que les vases de l'Ouest malgache se rapprochent des vases d'Europe par leurs caractères granulométriques et leur teneur en eau, mais en diffèrent sensiblement par l'ensemble de leurs autres caractères.

En ce qui concerne la terminologie, pour Cl. Francis-bœuf les « argiles » sont des sédiments dont les éléments (argiles minéralogiques) sont des précolloïdes et colloïdes (dimensions inférieures à 1 micron) tandis que les « boues » sont des sédiments marins de la classe des poudres (0,02 à 0,001 mm) avec souvent une grande concentration de squelettes d'organismes du plancton. Ces deux termes ne conviennent donc pas aux sédiments fluvio-marins étudiés ici.

La plupart des auteurs utilisent les termes de « vases » et de « vasières tropicales » pour les sédiments d'estuaires ou de mangroves des littoraux tropicaux. Il faut cependant souligner

[1] Cl. Francis-bœuf (1947), pp. 268-269.

[2] A Madagascar, nous n'avons observé de vases noirâtres qu'en milieu marin, en particulier dans de petites baies assez fermées.



Courbes granulométriques de sédiments fluvio-marins : atterrissements vaseux

Figure 57

que si les vases tropicales ont des caractères physiques et minéralogiques qui les rapprochent des vases tempérées, les minéraux argileux y tiennent une place plus importante et le « milieu actif » — liant constitué par la matière organique et les composés sulfurés du fer — y joue un rôle moindre.

Nous l'avons noté, les vases de l'Ouest malgache sont généralement peu humifères. On y observe d'ailleurs assez rarement, au moins dans les mangroves typiques, la formation de sulfures de fer, alors que celle-ci est fréquente dans les sols hydromorphes des plaines de niveau de base formés sur sédiments fluvio-marins subactuels ou quaternaires (cfr chap. XII).

Les mangroves à sols sulfatés acides sont le plus souvent dégradées ou stabilisées depuis longtemps. La décomposition des racines mortes de palétuviers peut alors favoriser la formation de sulfures si le milieu reste hydromorphe à faible profondeur. La formation de sols à sulfures est également fréquente dans le cas de sols marécageux enterrés par des recouvrements fluviatiles récents dans les basses plaines littorales.

Les questions de salinité et de pH des sédiments de mangrove seront abordées plus loin avec l'étude des sols.

C. Origine et mode de dépôt

Pour l'ensemble des sédiments des deltas et estuaires de l'Ouest malgache, on doit, semble-t-il, se rallier à la conclusion faite par A. Guilcher dans une mise au point bibliographique sur l'origine de la vase marine peu profonde [1] : « une origine fluviatile, ou une provenance des berges de l'estuaire, doivent être le cas général, sinon même universel. »

L'accroissement du remblaiement dans l'Ouest malgache par les apports fluviatiles est observable à l'échelle humaine, en particulier dans les deltas internes du Nord-Ouest (côte à « rias »). Ces apports sont d'ailleurs saisonniers. En saison sèche, alors que les eaux fluviatiles sont claires et peu chargées, on peut dans les principaux estuaires ou bras deltaïques, observer un « bouchon vaseux » tel que l'a décrit L. Glangeaud pour la Gironde [2]. Ce bouchon vaseux correspond à peu près à la zone de variation maximale de salinité, c'est-à-dire comme nous l'avons vu précédemment, à des teneurs en sels dans les eaux estuariennes comprises entre 4 et 20‰ environ. Cette augmentation importante des éléments en suspension provient de l'érosion et du remaniement des dépôts de berges de mangroves et d'atterrissements vaseux par les courants de marée. Elle atteint son maximum aux premières marées de vives eaux. Toujours en saison sèche, cette concentration des éléments en suspension diminue brutalement sur le front deltaïque dans les eaux marines de très forte salinité, avec une turbidité cependant encore notable au jusant. Ce phénomène est bien visible dans les estuaires du Nord-Ouest : ainsi dans la baie de Majunga (Basse-Betsiboka) les eaux sont relativement claires en période de mortes eaux. Cependant, si le vent engendre une houle notable, en particulier l'alizé (Varatraza), toutes les eaux de la baie deviennent brun-rouge par suite de la remise en suspension d'une partie des dépôts de hauts fonds et de basses slikkes.

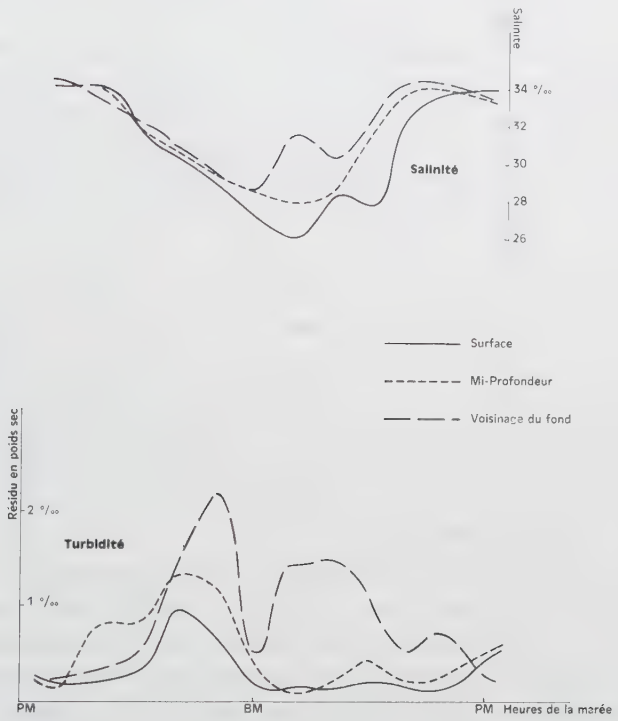
Comme le fait remarquer L.R. Lafond dans le cas de l'estuaire de la Betsiboka [3], la turbidité des eaux estuariennes est extrêmement variable d'un point à un autre et varie en

[1] A. Guilcher (1959), p. 18.
[2] L. Glangeaud (1941).
[3] L.R. Lafond (1957).

fonction du coefficient de la marée. Elle présente deux minimums correspondant en gros aux étales de hautes mers et de basses mers (cfr fig. 58). Elle atteint son maximum au voisinage du fond où dans le cas de la Betsiboka, elle peut dépasser 20‰.

Figure 58

Évolution comparée de la salinité et de la turbidité des eaux de la Betsiboka devant Boanamary au cours de la marée du 2 Novembre 1955 (marée de vive eau)
D'après L. R. Lafond



En saison des pluies, ce sont les eaux de crues très chargées qui apportent les matières en suspension : celles-ci ne se limitent pas aux zones de mangroves, mais sont emportées au large à plusieurs dizaines de kilomètres de distance, parfois jusqu'au voisinage du talus continental. Ce phénomène est bien visible lorsqu'on survole en avion le littoral. Ainsi les eaux rouges de la Sambao sont emportées vers le nord par la dérive littorale jusqu'au voisinage du Cap Saint-André (dont le plateau continental est d'ailleurs essentiellement vaseux et dont les eaux peu profondes sont toujours colorées par forte houle même en saison sèche) soit à plus de 50 km de l'estuaire. Cette coloration des eaux marines a lieu avec une ampleur variable en saison des pluies devant toutes les embouchures des principaux cours d'eau de l'Ouest.

Il semble que dans les mangroves stabilisées (hautes slikkes), l'alluvionnement soit relativement faible. Certaines mangroves internes ne sont recouvertes qu'aux marées de vives

eaux. Une partie des zones intermédiaires (schorres ou surfaces nues) n'est recouverte qu'aux plus hautes mers. Le maximum des dépôts se fait sur les basses slikkes, dans les bras et chenaux de marée d'une part, en arrière des cordons littoraux et des crêtes sableuses prélittorales d'autre part.

Dans les méandres des bras fluviatiles, les dépôts se font naturellement sur les rives convexes. A l'approche des embouchures, ces bras s'élargissent jusqu'à atteindre parfois plusieurs kilomètres; il se produit alors sur les hauts fonds sableux une sédimentation vaseuse. De très beaux exemples de ce type de dépôts, encore non colonisés par la végétation, peuvent être observés en particulier dans le delta de la Tsiribihina (bras de Namangoa) et dans les estuaires (deltas internes) de la Betsiboka et de la Mahajamba.

Surtout sur la côte ouest proprement dite, à l'embouchure des bras deltaïques, on observe fréquemment des accumulations sableuses en flèches, orientées le plus souvent du sud vers le nord ou S.W.-N.E. par suite des vents dominants. A l'abri de celles-ci se développent des zones de sédimentation vaseuse rapidement colonisées par les palétuviers. C'est là le processus le plus courant de progression du littoral quand les apports l'emportent sur l'érosion marine. Des crêtes prélittorales immergées ou des crêtes d'avant-côte émergées (« offshore-bars ») jouent un rôle analogue sur le front des deltas en progression.

Bien que nous ne disposions pas de mesures précises sur la vitesse de sédimentation, les observations sur le terrain permettent de dire que, dans l'Ouest malgache, le dépôt de la vase se fait en deux sites préférentiels. Dans les deltas internes de vallées immergées — type Betsiboka, Mahajamba — la sédimentation vaseuse se fait essentiellement sur les hauts fonds sableux situés sur les côtés des estuaires et entre chaque embouchure principale. Dans les deltas embryonnaires ou typiques, le dépôt de la vase a lieu également dans les mêmes conditions, mais aussi et surtout dans les zones protégées de la houle par les accumulations sableuses littorales (crêtes et cordons littoraux).

Divers phénomènes peuvent expliquer le mécanisme de la sédimentation vaseuse dans les eaux estuariennes : gravité, floculation par les électrolytes de l'eau de mer, colmatage par adhérence (comparaison avec l'eau savonneuse sur les parois de la baignoire — Cl. Francis-Bœuf 1947). Bien que selon les auteurs la prépondérence ait été donnée selon les cas ou les régions à l'un ou l'autre de ces phénomènes, il semble que dans l'Ouest malgache on doive les faire intervenir simultanément, avec cependant des intensités respectives différentes selon le lieu et la saison. Il faut noter également que le plus souvent les zones de sédimentation vaseuse des estuaires découvrent aux basses mers, alors que les sables ou les sables vaseux occupent le plus souvent les zones constamment immergées. Cette remarque n'est évidemment pas valable pour le plateau continental et même pour les plus grands estuaires du Nord-Ouest où les apports sont très variables sous des profondeurs d'eau parfois élevées (jusqu'à 90 m dans la baie de la Mahajamba).

On peut penser qu'en saison des pluies, c'est surtout par excès de charge des éléments en suspension que se fait le maximum des dépôts. En saison sèche, par contre, doivent intervenir surtout la floculation et les phénomènes d'adhérence en particulier pendant les étales [1]. D'après L.R. Lafond, il suffit d'une concentration en sel marin relativement faible — moins

[1] D'après les travaux de L. Berthois (1954-1956) dans l'estuaire de la Loire, le dépôt de la vase se fait surtout pendant les étales et sur les flancs latéraux des chenaux.

de 1‰ — pour que les particules fines s'agglomèrent et floculent [1]. Enfin, comme le souligne A. GUILCHER une très grande partie des vases déposées est remise en suspension soit au cours d'une même marée, soit après des semaines ou des mois de dépôts [2].

Les crues violentes, le déplacement des lits, les variations dans le tracé des chenaux, entraînent des phénomènes d'érosion de berges. L'évolution du littoral, les déplacements des accumulations sableuses, la formation de dunes, causent des modifications profondes dans les atterrissements vaseux (transports de sédiments ou arrêts dans la sédimentation).

Une forêt de palétuviers, même bien développée, ne résiste pas à l'action directe de la houle : nous avons pu observer dans les deltas de l'Ouest des mangroves mortes le long du littoral, chaque tronc mort de palétuvier étant littéralement sectionné au niveau des hautes mers, celui-ci étant plus bas lorsque la mangrove occupait une situation postlittorale.

D'ailleurs, si l'alluvionnement actuel apparaît particulièrement rapide dans les deltas internes du Nord-Ouest, c'est que précisément il n'est pas contrarié par les actions directes de l'érosion marine, mise à part celle des marées. Les langues vaseuses régulières de la baie de Bombetoka (Basse-Betsiboka) orientées dans le sens de l'écoulement fluvial, en sont le témoignage.

2 Les sédiments sableux

D'une manière générale, on peut dire que presque tous les sables littoraux ou estuariens de la côte occidentale malgache se caractérisent par leur finesse et leur homométrie poussée. Ceci tient au fait que le triage fluviatile dans les basses vallées tend à donner pour les sables de lit des distributions à un seul mode de plus en plus marqué au voisinage de 0,3 mm. Cependant, on peut observer aussi dans la zone littorale soit des sédiments sableux à distribution bimodale (le premier mode toujours vers 0,3 mm, le second se situant autour de 0,16 mm) soit des sédiments à un seul mode souvent très accusé mais dans ce cas voisin de 0,16 mm (cfr fig. 59). Il semble que ce dernier type de distribution soit surtout la conséquence des actions éoliennes actuelles ou récentes, en particulier sur la côte ouest où les dunes bordières littorales sont plus fréquentes et peuvent atteindre localement plusieurs dizaines de mètres de hauteur.

Les diagrammes polaires de la figure 59 montrent quelques exemples de ces distributions granulométriques dans les sédiments sableux de la basse vallée et du delta du Mangoky.

Les histogrammes des médianes et des indices d'hétérométrie, établis à partir des résultats relatifs à une centaine d'échantillons de l'Ouest et du Nord-Ouest (cfr fig. 60) montrent des maximums beaucoup plus accusés que ceux des sables de lit fluviatiles (cfr fig. 30 et 31). On voit que les valeurs de la médiane sont comprises entre 0,125 et 0,32 mm pour plus de 80% des échantillons. Les valeurs des indices d'hétérométrie varient autour de 0,25, près de 80% de ces valeurs étant comprises entre 0,20 et 0,32.

[1] L.R. LAFOND (1957), p. 430.
[2] A. GUILCHER (1959), p. 21.

Figure 59
Sédiments sableux du Mangoky
a - Sable fluviatile de la moyenne vallée, **b** - Sable fluviatile de la basse vallée.
d - Sable estuarien (delta), **f** - Cordon littoral, **g,h** - Dunes bordières littorales.

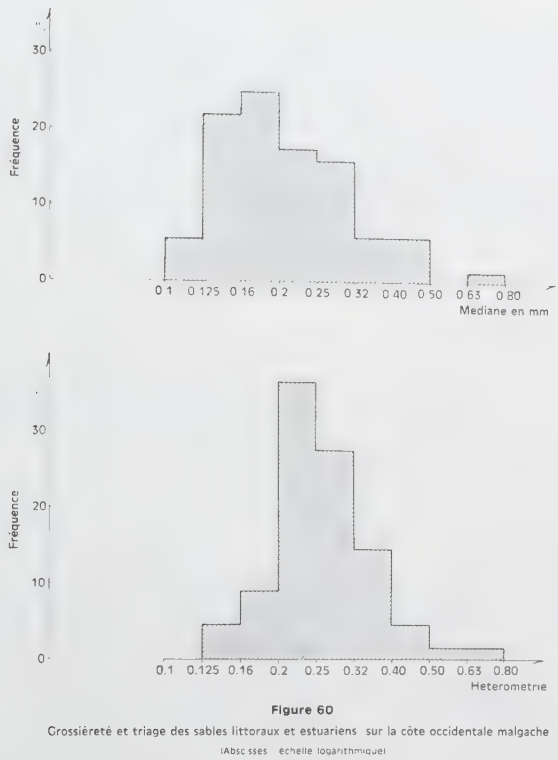


Figure 60

Grossièreté et triage des sables littoraux et estuariens sur la côte occidentale malgache

(Abscisses échelle logarithmique)

IV. LES SOLS D'APPORT FLUVIO-MARINS

Ces sols sont à la fois hydromorphes et salins. En effet, sauf dans le cas d'apports très récents et déposés rapidement, la présence d'un gley en profondeur est quasi générale. Les teneurs en sels solubles sont très élevées, ces sels provenant essentiellement de la nappe littorale (cfr 4e partie). Dans certaines plaines alluviales, des sols acides à sulfates ont été observés, en particulier dans les « zones intermédiaires », plus rarement dans les mangroves actuelles.

1 Les sols de mangroves

SOLS HYDROMORPHES MINÉRAUX OU PEU HUMIFÈRES À GLEY

Sous-groupe salé

PROFIL n° A 52 (5.1.2.B).

Unité alluviale: Delta du Mangoky.

Situation : $X = 98,5$ $Y = 530$ $Z = 1,5$ m
estuaire d'Ankilifaly.

Végétation : *Avicennia officinalis* (Afiafy) en peuplement dense.

Morphologie

0 à 80 cm : Horizon brun-jaune à brun-marron (Munsell humide : 10 YR—3/2), très humide; argilo-sableux fin, très plastique. Riche en débris végétaux et racines de palétuviers. (Nappe salée à 40 cm de profondeur à marée basse).

0,8 à 1,8 m : Horizon gris plomb (Munsell humide : 2,5 Y—3/2), argilo-limono-sableux fin, très micacé, plastique. Localement strates plus sableuses.

+ 1,8 m : Sable fin bien trié, gris clair, sans cohésion.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est neutre à légèrement alcaline : pH 7,5 à 7,8. Les teneurs en sels solubles sont élevées (extrait salin : 3 à 5 mmhos), avec forte prédominance de chlorures.

La nappe est également très fortement minéralisée : 16 mmhos. La teneur en eau du sol en place varie entre 58 et 67%.

La teneur en argile ne dépasse guère 40% mais le rapport limon/argile est élevé : 0,8 à 0,9. Il y a peu de sables grossiers.

La matière organique se maintient aux environs de 1,5 à 2% dans l'ensemble du profil avec un rapport C/N de 11 en surface, de 18 en profondeur.

Le complexe absorbant a une capacité d'échange assez élevée (25 m.e. pour 100 g) et est sursaturé, riche en sodium, avec un rapport Mg/Ca élevé. Les réserves minérales sont moyennes en chaux et en acide phosphorique, élevées en potasse.

La fraction argileuse est constituée par environ 50 à 60% de montmorillonite, 20 à 30% de kaolinite et 20% d'un minéral à 10 Å de la famille des micas.

PROFIL n° A 53 (5.1.2.B).

Unité alluviale: Plaine de Besalampy.

Situation : $X = 187{,}7$ $Y = 1.053{,}2$ $Z = 2$ m
Estuaire de la Sambao.

Végétation : *Rhizophora mucronata* (Tangandahy), *Ceriops boiviniana* (Tangambavy) en peuplement dense.

Morphologie

0 à 60 cm : Horizon brun-rouge (Munsell humide : 10 YR—4/2), argileux, plastique, très riche en racines.

0,6 à 2,25 m : Horizon gris clair (Munsell humide : 2,5 Y—4/0) argileux, riche en débris végétaux, plastique et adhérent.

+ 2,25 m : Sable fin gris clair, fluant.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol en place est neutre, séché à l'air moyennement acide en surface (pH 5,7) neutre en profondeur. Les teneurs en sels solubles sont élevées (extrait salin : 3 mmhos) avec forte prédominance du chlorure de sodium.

La teneur en eau du sol en place varie entre 75 et 80%. Le taux d'argile peut atteindre 75% et le rapport limon/argile varie entre 0,2 et 0,3. Il y a très peu de sables grossiers.

Le taux de matière organique dépasse 3% en surface avec un rapport C/N de 15, 1% en profondeur avec un rapport C/N de 10. Le complexe absorbant à capacité d'échange moyenne, est sursaturé, riche en sodium, avec un rapport Mg/Ca supérieur à 1. Les réserves minérales sont moyennes à fortes.

La fraction argileuse contient environ 50% de montmorillonite dans l'horizon de surface, 70% dans l'horizon gleyifié, en association avec la kaolinite et un peu d'illite (10%).

Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates

PROFIL n° A 54 (5.1.2.C).

Unité alluviale: Delta de la Tsiribihina.

Situation : $X = 187{,}7$ $Y = 700{,}2$ $Z = 2$ m
près du village Tsimanandrafozana.

Végétation : Peuplement dense d'*Avicennia officinalis* (Afiafy).

Morphologie

0 à 60 cm : Horizon brun-jaune (Munsell humide : 7,5 YR—4/4) massif, très humide, argileux, plastique et adhérent, riche en racines et pneumatophores.

0,6 à 1,1 m : Passage progressif à un horizon gris bleuté (Munsell humide : 2,5 YR—5/0) à taches en cavités jaune soufre ou rouille orangé de sulfates de fer, légèrement durcies. Argilo-limono-sableux fin, plastique.

+ 1,1 m : Sable gris clair (Munsell humide : 10 YR—5/1) très micacé, assez bien trié, riche en minéraux noirs.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est neutre en surface, fortement acide en profondeur à cause de l'oxydation des sulfures : pH 7,2 à 5,4. Les teneurs en sels solubles sont élevées dans les horizons argileux (extrait salin : 3 mmhos) plus faibles dans le sable profond (0,8 mmho) et les chlorures prédominent largement.

Le taux d'argile varie entre 35 et 40% avec un rapport argile/limon de 0,7 à 0,8. L'horizon profond contient plus de 70% de sable fin et 26% de sable grossier.

La teneur en matière organique n'excède pas 2% et est peu humifiée. La capacité d'échange du complexe est élevée et le rapport Na/T est supérieur à 30%, le rapport Mg/Ca supérieur à 1.

La fraction argileuse des horizons supérieurs comprend environ 20 à 30% de montmorillonite, 40 à 50% de kaolinite et 20 à 30% d'illite.

2 Les sols des zones intermédiaires

SOLS HYDROMORPHES MINÉRAUX OU PEU HUMIFRÈES À GLEY

Sous-groupe salé

PROFIL n° A 55 (5.1.2.B).

Unité alluviale: Delta interne de la Betsiboka.

Situation : $X = 391,7$ $Y = 1.118,6$ $Z = 3$ m
estuaire de Mahabo.

Végétation : Mangrove dégradée à *Avecinnia officinalis* clairsemé, *Heritiera littoralis* (Lonony), *Thespesia populnea* (Valorao). Tapis herbacé clairsemé à *Cynodon dactylon* et *Cyperus rotundus*.

Morphologie

0 à 5 cm : Horizon brun-jaune (Munsell à sec : 7,5 YR—4/4, humide : 7,5 YR—4/2), crevassé, un peu humide, argilo-sableux fin, structure diffuse.

5 à 25 cm : Horizon brun-jaune à taches grises diffuses (Munsell humide : 7,5 YR—4/4), humide et plastique, argilo-limoneux à argileux, enracinement nul.

0,25 à 1 m : Horizon gris clair (Munsell humide : 7,5 YR—5/2) avec localement taches jaune ocre de sulfates de fer. Très humide, argileux, plastique. Riches en racines de palétuviers. Nappe à 70 cm de profondeur.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol en place est neutre, faiblement acide en profondeur pour le sol séché à l'air. Le taux d'argile dépasse 50% dans l'ensemble du profil et le rapport limon/argile varie entre 0,2 et 0,35. Il y a très peu de sable grossier.

La teneur en eau du sol en place varie entre 60 et 100%. La nappe est très fortement minéralisée (30 mmhos). Les teneurs en sels solubles sont très élevées dans tout le profil, avec un maximum en surface (extrait salin : 4,1 mmhos) et une très forte prédominance du chlorure de sodium.

Le taux de matière organique est faible (moins de 1,5% avec un rapport C/N variant entre 8 et 11. Le complexe absorbant a une capacité d'échange élevée, est sursaturé et riche en sodium, avec un rapport Mg/Ca supérieur à 1.

Les réserves minérales sont moyennes à élevées. Dans la fraction argileuse, la kaolinite domine (60 à 80%) associée à la montmorillonite et des traces d'illite. Traces d'hématite et d'hydroxydes.

PROFIL n° A 56 (5.1.2.B)

Unité alluviale: Delta de la Tsiribihina.

Situation : $X = 194,5$ $Y = 702,2$ $Z = 2,5$ m
près du village Kaday.

Végétation : Chaumes de riz (riziculture de saison des pluies).

Morphologie

0 à 30 cm : Horizon brun-jaune clair (Munsell à sec : 10 YR—6/4, Munsell humide : 10 YR—4/3), à taches grisâtres diffuses, humide, argileux, plastique et adhérent. Enracinement important sur 15 cm.

30 à 70 cm : Horizon brun-jaune (Munsell à sec : 10 YR—5/6, humide : 7,5 YR—4/4) à taches gris clair nettes et irrégulières. Argilo-limoneux, plastique, enracinement faible.

0,7 à 1,2 m : Horizon gris clair (Munsell à sec : 10 YR—6/2, humide : 10 YR—4/1), à taches noirâtres, argilo-limoneux. Taches jaunes de sulfates de fer fréquentes. Très plastique et adhérent.

+ 1,2 m : Sable gris clair légèrement argileux, fluant. Nappe permanente saumâtre.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est neutre à moyennement acide en profondeur. Les teneurs en sels solubles sont assez élevées (extrait salin : 0,7 mmhos) et les sulfates constituent environ 1/3 des sels solubles.

La teneur en eau du sol en place varie entre 50 et 60%. Le taux d'argile atteint 50% en surface, 30 à 40% dans le reste du profil et le rapport limon/argile varie entre 0,5 et 0,7. Il y a moins de 10% de sable grossier.

Le complexe absorbant a une capacité d'échange moyenne et est sursaturé, très riche en sodium. Le taux de matière organique ne dépasse pas 2% avec un rapport C/N voisin de 11.

La fraction argileuse contient environ 30% de montmorillonite dans les horizons supérieurs, 50% dans l'horizon gleyifié. Ce minéral est associé à la kaolinite et à de faibles quantités d'illite.

Sols salés à alcalis

Sous-groupe à structure poudreuse et faibles oscillations de la nappe

Profil n° A 57 (4.2.1.A)

Unité alluviale: Delta du Mangoky.

Situation : $X = 100,5$ $Y = 522,6$ $Z = 1,5$ m
lieu-dit Amboromaro.

Végétation : Mangrove dégradée à *Avicennia officinalis* (Afiafy) et *Bruguiera gymnorhiza* (Tangampoly). Nombreux arbres morts.

Morphologie : Sol nu, crevassé en surface, avec prismes à surface bombée, et structure poudreuse.

0 à 2 cm : Horizon jaune-beige (Munsell à sec : 10 YR—5/2, humide : 10 YR—3/2), limoneux, pulvérulent, très riche en cristaux de sels.

1 à 12 cm : Horizon brun-jaune (Munsell à sec : 10 YR—5/2, humide : 10 YR—3/2) argileux. Structure prismatique, secondairement nuciforme à polyédrique grossière. Un peu humide, enracinement faible.

12 à 95 cm : Horizon brun-jaune foncé (Munsell à sec : 10 YR—6/2, humide : 10 YR—4/1), argileux à argilo-limoneux, massif, de plus en plus humide en profondeur, plastique (nappe vers 1 m).

0,95 à 1,8 m : Horizon gris clair à gris plomb (Munsell humide : 10 YR—4/1) saturé d'eau, argileux très plastique, riche en racines et débris végétaux de palétuviers.

1,8 à 2,2 m : Horizon gris clair, limono-sableux fin.

+ 2,2 m : Sable fin micacé, gris clair fluant.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est modérément alcaline (pH 8,3) à neutre en profondeur. Les teneurs en sels solubles sont extrêmement élevées dans la couche poudreuse superficielle (extrait salin : 17 mmhos) et importantes dans l'ensemble du profil (2 à 5 mmhos). Le chlorure de sodium prédomine mais les sulfates sont assez abondants, en particulier en surface. La nappe est fortement minéralisée (18 mmhos) et très riche en chlorure de sodium.

Le taux d'argile varie entre 50 et 40% et le rapport limon/argile autour de 0,6. Il y a seulement 2 à 3% de sable grossier.

La teneur en matière organique, assez élevée dans la couche poudreuse — 3,4%, rapport C/N = 22, fins débris végétaux — se maintient au voisinage de 1% dans le reste du profil avec un rapport C/N voisin de 11.

Le complexe absorbant a une capacité d'échange élevée, est sursaturé, riche en sodium et magnésium, avec un rapport Mg/Ca supérieur à 1.

Les réserves minérales sont moyennes en chaux et en acide phosphorique, élevées en potasse.

La fraction argileuse comprend environ 60% de montmorillonite, 20% de kaolinite et 20% d'illite.

PROFIL n° A 58 (4.2.1.A)

Unité alluviale: Delta du Mangoky.

Situation : $X = 119{,}4$ $Y = 523{,}0$ $Z = 2{,}5$ m
près du village Nosibe.

Végétation : Tapis herbacé clairsemé à *Cressa cretica* (Sirasira) et localement *Salicornia perrieri* et *Arthrocnemum pachystachium*. Vastes surfaces dénudées.

Morphologie

0 à 5 cm : Horizon brun-jaune (Munsell à sec : 10 YR—5/4, humide : 10 YR—3/4), pulvérulent, limoneux, à structure poudreuse, très riche en petits cristaux de sels.

5 à 15 cm : Horizon brun (Munsell à sec : 10 YR—4/4, humide : 7,5 YR—4/2), argilo-limoneux sableux fin. Structure massive, secondairement polyédrique grossière, un peu durci.

15 à 40 cm : Horizon brun-jaune clair (Munsell à sec : 10 YR—8/4, humide : 10 YR—5/3), argilo-limoneux à structure feuilletée, un peu humide.

40 à 70 cm : Horizon brun foncé (Munsell à sec : 5 Y—4/2, humide : 10 YR—4/3), argileux, massif, plastique. Sol enterré.

0,7 à 1,3 m : Horizon brun-gris à taches gris clair et ocre, argilo-limoneux, massif, plastique.

+ 1,3 m : Passage progressif à un horizon gris clair à gris bleuté. Saturé d'eau (nappe vers 1,8 m), argileux, très plastique et adhérent.

Vers 2,1 m sable gris clair fluant, légèrement argileux.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est neutre dans tout le profil : pH 6,5 à 7,7. Les teneurs en sels solubles sont très élevées dans l'horizon poudreux de surface (extrait salin : 9,7 mmhos) et restent importantes dans le sol (2 à 5 mmhos). Le chlorure de sodium est très largement prédominant. La nappe est également riche en ClNa et très fortement minéralisée (23 mmhos).

L'horizon de surface contient seulement 18% d'argile contre 60% de sable fin. Celui-ci diminue en profondeur jusqu'à 20% tandis que le taux d'argile atteint 50% dans le sol de mangrove enterré. Il y a très peu de sable grossier.

Le taux de matière organique ne dépasse guère 1%, même dans le sol enterré, avec un rapport C/N voisin de 16.

Le complexe absorbant a une capacité d'échange assez élevée et est sursaturé, avec un excès de sodium et un rapport Mg/Ca élevé. Les réserves minérales sont moyennes en chaux et en acide phosphorique, bonnes en potasse.

VERTISOLS NON GRUMOSOLIQUES

Sous-groupe à caractères de salure

PROFIL n° A 59 (3.1.2.A)

Unité alluviale: Delta du Mangoky.

Situation : $X = 99{,}3$ $Y = 506{,}5$ $Z = 2{,}2$ m
lieu dit : Ankerahera.

Végétation : Tapis herbacé clairsemé à *Scirpus maritimus* (Kiheraherana), *Abutilon greveanum* (Lahirika) et quelques *Salvadora angustifolia* (Sasavo).

Morphologie

0 à 35 cm : Horizon brun à brun noirâtre (Munsell à sec : 10 YR—4/2, humide : 10 YR—4/1), un peu humifère. Argilo-limoneux à sableux fin, assez durci. Structure nuciforme à polyédrique grossière irrégulière, enracinement important, forte cohésion.

35 à 75 cm : Horizon brun-jaune (Munsell à sec : 10 YR—5/3, humide : 10 YR—4/2), argilo-limono-sableux fin, assez durci. Structure fondue, secondairement polyédrique grossière, avec traces de calcaire.

0,75 à 2,2 m : Passage progressif à un horizon beige jaunâtre (Munsell à sec : 10 YR—8/2, humide : 10 YR—6/3), sableux grossier plus ou moins limoneux, à traînées noirâtres ou rouille ferrugineuses, de plus en plus humide en profondeur. (Nappe vers 1,8 m).

2,2 à 3 m : Argile gleyifiée vert bleuâtre, très plastique.
Vers 3 m niveau riche en débris végétaux mal décomposés.

+ 3,2 m : Sable grossier gris clair, fluant.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol neutre en surface, est modérément alcaline en profondeur. Les teneurs en sels solubles sont moyennes dans les horizons supérieurs (extrait salin : 0,2 à 0,7 mmho) mais la nappe est très fortement minéralisée (15 mmhos) et riche en chlorure de sodium.

Dans les deux horizons supérieurs, le taux d'argile varie entre 30 et 45%, celle en sable fin entre 35 et 50%. Le rapport limon/argile varie entre 0,4 et 0,5. Il y a très peu de sable grossier.

La teneur en matière organique atteint 2,5% en surface, 1,6% dans l'horizon sous-jacent, avec un rapport C/N élevé = 22.

Le complexe absorbant est sursaturé, riche en sodium et magnésium, avec un rapport Mg/Ca supérieur à 1.

La fraction argileuse contient de la montmorillonite en quantité importante (environ 60%), associée à la kaolinite et un peu d'illite.

CONCLUSION

De cette vue d'ensemble sur le milieu fluvio-marin dans l'Ouest malgache, on peut dégager un certain nombre de caractères originaux, propres à ces régions peu étudiées jusqu'ici, ou confirmer des faits déjà reconnus par ailleurs, dans des environnements biogéographiques et sédimentologiques analogues.

1 Hydrologie

a) Sur la côte occidentale malgache, il n'existe pas de limite tranchée entre estuaires et deltas. L'estuaire est souvent associé à une zone deltaïque plus interne ou bien fait partie intégrante de celle-ci.

b) La limite de pénétration de la marée dynamique en saison sèche et en vives eaux, peut varier entre 10 et 80 km; la distance atteinte est fonction de la pente du profil en long et des débits d'étiage. Cette limite ne peut être assimilée à la limite interne du milieu fluvio-marin.

c) Les eaux salines ont une action marquée sur l'environnement en saison sèche. La limite de pénétration de la marée de salinité est également fonction de la pente et des débits d'étiage, compte tenu du coefficient des marées. Dans la plupart des cas, l'oscillation du front de salinité ne dépasse guère quelques kilomètres mais sa distance de pénétration à l'intérieur des terres peut varier entre 5 et 30 km selon les cours d'eau.

d) Le gradient de salinité est fonction des apports d'eau douce en saison sèche et de la longueur de l'estuaire. Aux hautes eaux, la salinité peut passer de 0,2 à plus de 30 g/litre sur des distances comprises entre 3 et 20 km.

e) La plupart des grands chenaux de mangrove, à quelques exceptions près, ont leur existence liée à celle d'anciens bras fluviatiles, subactuels ou récents.

2 Écologie

a) Dans l'Ouest malgache, le milieu fluvio-marin correspond à un environnement mixte où l'on peut distinguer les zones de mangroves d'une part, les zones intermédiaires d'autre part. Les premières correspondent à une « haute slikke », les secondes à un « schorre » nu, arboré ou herbacé. Ce milieu se caractérise par la présence de sels d'origine marine et d'une nappe salée permanente à faible profondeur. C'est un domaine à la fois biogéographique et sédimentologique.

b) La limite la plus interne atteinte par la mangrove dense et vivante coïncide assez bien avec la limite de pénétration dans les axes hydrographiques principaux des eaux de salinité notable (plus de 0,25 g de chlorures par litre) au moins en saison sèche.

c) La forêt de palétuviers est d'autant plus dense et plus étendue que les bras et chenaux sont plus diversifiés, moins fonctionnels et reçoivent moins d'apports d'eau douce en saison sèche.

d) Il n'existe pas de zonation caractéristique et généralisable dans la répartition des espèces de palétuviers pour les mangroves malgaches, mais seulement des sites préférentiels. Les facteurs hydrodynamiques locaux semblent être la cause essentielle de cette répartition, compte tenu du mode de reproduction et de la rapidité de développement de chaque espèce. A de rares exceptions près, dans chaque unité alluviale, le mélange des peuplements ou des espèces est la règle.

e) Le développement des zones intermédiaires n'est pas obligatoirement lié à celui des mangroves. Il dépend essentiellement de la rapidité et de la progression de l'alluvionnement fluviatile. Sur ces surfaces, le changement dans la sédimentation ne suffit pas à expliquer la disparition des palétuviers; c'est la progression du remblaiement et de la mangrove vers l'aval qui cause l'émersion de plus en plus prolongée de ces zones et leur submersion temporaire seulement par les grandes marées. La disparition des palétuviers dans le secteur interne est liée à l'excès de sel et à l'aridité saisonnière du climat.

3 Sédimentologie

a) En règle générale, les dépôts fluvio-marins typiques ont une granulométrie à faciès proche du faciès logarithmique. Ce sont des sédiments bien triés, déposés par excès de charge et assez évolués. Ils contiennent dans la majorité des cas, plus de 90% de poudres et colloïdes.

b) Pour ces sédiments fluvio-marins, une origine fluviatile (ou une provenance des berges des estuaires) est le cas général.

c) Les apports sont saisonniers et le dépôt de la vase se fait en deux sites préférentiels : d'une part sur les hauts fonds sableux situés dans les estuaires et entre chaque embouchure fonctionnelle, d'autre part dans les zones protégées de la houle par les accumulations sableuses littorales.

d) L'essentiel de la sédimentation vaseuse se fait surtout en période de crues, par excès de charge et floculation des éléments en suspension. Les phénomènes d'adhérence jouent surtout en saison sèche pendant les étales.

e) Presque tous les sables littoraux et estuariens se caractérisent par leur finesse et leur grande homométrie. Pour plus de 80% des échantillons, les valeurs de la médiane sont comprises entre 0,125 et 0,32 mm et l'indice d'hétérométrie varie autour de 0,25.

4 Pédologie

a) Les vases brun-jaune ou brun-rouge sont les plus fréquentes. Au niveau de l'engorgement permanent, souvent à moins d'un mètre de profondeur, les horizons de gley gris-bleu ou gris-vert clair sont caractéristiques.

b) Les teneurs en eau des sols en place varient le plus souvent entre 70 et 100%, dans les zones régulièrement inondées par les marées. Ces vases sont pauvres en matière organique et riche en hydroxydes de fer. Le « milieu actif » y joue un rôle moindre que dans les vases des pays tempérés.

c) L'évolution des sols du milieu fluvio-marin est sensiblement analogue à celle des sols de cuvettes et dépressions, car ils sont à la fois hydromorphes et salins. La présence d'un horizon de gley en profondeur est quasi générale. Aussi de nombreux sols peuvent-ils être classés comme sols hydromorphes minéraux ou peu humifères à gley.

Dans les secteurs intermédiaires, les sols salés à alcalis prennent un développement important, mais étant donné le caractère récent des dépôts, la tendance vertique est plus rarement observée que dans les sols de cuvettes et dépressions.

La réaction de ces sols est neutre à modérément alcaline (acidification peu fréquente en profondeur dans des horizons riches en débris organiques).

Les teneurs en sels solubles sont très élevées, aussi bien dans le sol que dans la nappe. Sauf dans le cas de sols complexes à recouvrements typiquement fluviatiles, la texture est argileuse à argilo-limoneuse. Le complexe absorbant est sursaturé avec un excès de sodium et un rapport Mg/Ca fréquemment supérieur à 1.

CHAPITRE XII

LES SURFACES DE DÉCANTATION SUR DÉPÔTS FLUVIO-MARINS QUATERNAIRES OU SUBACTUELS

Lorsqu'elles existent, ces surfaces constituent une partie plus ou moins importante de la plaine d'inondation dont elles représentent une des trois unités géomorphologiques et sédimentologiques fondamentales (cfr introduction 3° partie).

1 Situation et caractères morphologiques

Ces surfaces correspondent au stade ultime atteint par le remblaiement récent fluvio-marin au moment du dernier maximum marin (peut-être flandrien), dont les témoins littoraux sont situés en moyenne, comme nous l'avons vu, à quelques mètres au-dessus du niveau des hautes mers actuelles. Lors de la petite régression qui a suivi, ces surfaces se sont trouvées émergées. La présence de sels d'origine marine y est donc résiduelle. Comme il s'agissait de basses vallées immergées, les sédiments argileux fins y prédominent.

Ces surfaces ne sont bien conservées et n'ont reçu un alluvionnement faible que dans les régions où le remblaiement actuel n'a pas encore suffisamment progressé, autrement dit dans les vallées des grands cours d'eau à pente faible et au-dessous de leur profil d'équilibre ou bien dans les cours d'eau secondaires allant directement à la mer. C'est le cas en particulier pour la Basse-Betsiboka (pente 0,3‰), pour la Sambao (0,25‰), pour l'Andranomavo (0,2‰), pour la Basse-Tsiribihina (0,3‰). De plus, l'irrégularité du tracé et les extensions latérales des basses vallées (dépressions isoclinales) n'ont pas permis à l'alluvionnement fluviatile proprement dit de se faire régulièrement, la progression vers l'aval des dépôts alluviaux étant plus rapide que leur extension latérale.

Dans d'autres cas, il ne reste plus que des témoins isolés de ces surfaces, par exemple au sud-ouest de la Mahavavy du Sud (pente 0,7‰) ou bien elles font totalement défaut dans les deltas les plus actifs comme ceux du Sambirano ou du Mangoky.

Il faut par ailleurs préciser que sur ces surfaces, l'alluvionnement actuel n'est pas nul à proprement parler, mais il ne se produit qu'en faible quantité et lors des crues fortes ou exceptionnelles. Aussi dans ces zones, les horizons supérieurs des profils alluviaux présentent le plus souvent, malgré ces apports, une évolution nette. En outre, il peut exister toute une série d'intermédiaires entre les sols de ces surfaces de décantation et les sols de terrasses inondables à recouvrement récent : nous en avons déjà décrit des exemples (sols à gley profond). De même, il peut exister un certain nombre de points communs entre ces sols et ceux

des dépressions marginales, mais dans ces dernières, sauf cas particulier, les influences résiduelles de l'environnement fluvio-marin ne se font pas sentir.

Contrairement à ce qu'on observe dans les zones intermédiaires du milieu fluvio-marin, et malgré la présence quasi générale d'une nappe salée plus ou moins profonde, les sols salins typiques à structure modifiée en surface (poudreuse en particulier) y sont peu étendus. En effet, ces zones mal drainées sont longtemps inondées en saison des pluies par les eaux douces des grandes crues annuelles ou celles en provenance des reliefs avoisinants, et dans la plupart des cas la riziculture y a pris une grande extension.

Géographiquement, on peut distinguer les régions suivantes, dans l'ordre d'importance décroissante :

— la plaine de Marovoay-Manaratsandry/Basse-Betsiboka;
— la plaine du Bemarivo/Basse-Tsiribihina;
— la plaine de Berongoly-Andranolava au nord de Besalampy/Sambao;
— la plaine d'Ambalatany au sud de Besalampy/Maningoza;
— la plaine d'Antsakoabe/Sofia;

et de nombreuses plaines secondaires, en particulier celle de Bemamba au sud de la rivière Soahanina, celle d'Antsakoamileka/rivière Andranomavo à l'est de Soalala, les plaines de Marotaly et Kijomboay/Rivière Mahavavy du Sud, la plaine d'Ambalakida/rivière Mahamavo au nord-ouest de Majunga, les plaines d'Ambahibe/rivière Antafiabe et d'Ankasakasa/rivière Manombo à l'est du Cap Saint-André.

En moyenne, l'altitude de ces surfaces varie entre 3 et 6 mètres. Certains secteurs restent inondés une grande partie de la saison sèche normale (sols marécageux). L'aménagement hydro-agricole est développé dans les plaines de Marovoay et du Bemarivo, peu important dans les autres régions.

2 Caractères granulométriques

Étant donné les multiples actions de surface dues à la végétation et à la culture, il est nécessaire pour l'étude granulométrique des sédiments de ces zones, de ne considérer comme représentatifs que les horizons moyens ou profonds, ces derniers étant souvent gleyifiés (cfr Étude des sols).

En moyenne, les sédiments de ces surfaces de décantation ont les caractères généraux suivants :

— la fraction granulométrique de diamètre supérieur à 10 microns est généralement peu importante;
— la fraction inférieure à 1 micron constitue au moins 50 à 60% de la masse totale de l'échantillon;
— la grossièreté, figurée par les valeurs de la médiane, varie le plus souvent entre deux et cinq dixièmes de micron.

Si dans l'ensemble, les courbes cumulatives semi-logarithmiques de ces dépôts présentent une tendance nette vers le faciès hyperbolique évolué (cfr fig. 61), il est fréquent d'observer

Courbes granulométriques de dépôts fluvio-marins subactuels ou quaternaires
Figure 61

des courbes bi- ou plurimodales. Dans ce cas, les fractions très fines (moins de 1 micron) ont fréquemment un faciès évolué de dépôt par excès de charge (faciès logarithmique), alors que les fractions de dimensions supérieures sont composées d'un ou plusieurs stocks granulométriques à faciès de décantation. Ces faits peuvent s'expliquer par la grande finesse de ces sédiments, déposés lors d'épisodes multiples dans un milieu transporteur à compétence faible ou très faible. Actuellement encore, les particules les plus fines transportées par les eaux d'inondation, ne se déposent que lors de la décrue avec l'abaissement général du plan d'eau.

Du point de vue granulométrique, il apparaît donc que les dépôts de ces surfaces ont à la fois les caractères des sédiments fluvio-marins, lesquels tendent fréquemment vers le faciès logarithmique typique ou faiblement hyperbolique, et les caractères des sédiments de cuvettes à faciès hyperbolique de décantation. Cela correspond bien à la situation géomorphologique de ces zones.

3 Végétation

Le couvert végétal de ces surfaces comprend surtout des espèces adaptées aux sols hydromorphes et de texture lourde et parfois des espèces très tolérantes aux sels. Mais généralement, on n'y trouve qu'exceptionnellement une végétation halophile typique et le mélange des espèces est la règle. La végétation naturelle est le plus souvent herbacée et dense.

Les Cyperacées sont très nombreuses et les plus abondantes. Parmi elles citons en particulier :

Cyperus volodioïdes (Volodia) — sols marécageux;
Cyperus aequalis — sols marécageux;
Cyperus articulatus (Mita);
Cyperus rotondus (Tsingetsetse);
Scirpus maritimus (Kiheraherana).

Parmi les autres espèces :
Echinochloa sp. (Ahidrano) Graminées — sols marécageux;
Typha angustifolia (Vondro) Typhacées — sols marécageux;
Sporobolus rhyzomatosus (Matsia) Graminées;
Sphaeranthus cotuloïdes Composées;
Crypsis schoenoïdes Graminées;
Mollugo hirta Aizoacées;
Paratheria prostrata Graminées;
Phragmites communis Graminées;
Sporobolus virginicus Graminées;
Cressa cretica Convolvulacées.

La riziculture entraîne le développement de nombreuses espèces adventices.

4 Les sols

Sols hydromorphes minéraux ou peu humifères à gley

Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates

Profil n° A 60 (5.1.2.C)

Unité alluviale: Plaine de Marovoay (basse vallée de la Betsiboka).

Situation : $X = 424{,}7$ $Y = 1.106{,}2$ $Z = 4$ m
près du village Anosifisaka.

Végétation : *Echinochloa* sp. (Ahidrano) dense.

Morphologie : Sol régulièrement crevassé jusqu'à 50 à 60 cm.

0 à 30 cm : Horizon brun-jaune (Munsell à sec : 7,5 YR −5/2, humide : 7,5 YR −4/2), à taches rouille vif le long des racines. Argileux, très durci, structure prismatique irrégulière, secondairement polyédrique. Enracinement superficiel.

30 à 65 cm : Horizon brun foncé (Munsell à sec : 7,5 YR −6/2, humide : 7,5 YR −5/4), à débris organiques noirâtres et taches gris clair nettes. Argileux, structure massive à faiblement polyédrique. Fines cristallisations de gypse fréquentes.

65 à 140 cm : Horizon gris clair (Munsell à sec : 2,5 Y −5/2, humide : 2,5 Y −5/1) à taches rouille ou ocre jaune très nettes. Argileux, massif, plastique (nappe à 1 m).

+ 1,4 m : Argile gris bleu, très compacte, à taches jaune clair, peu nombreuses, nettes.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est fortement acide : pH 4,5 à 4,8, et tous les horizons contiennent des quantités importantes de sulfures et de sulfates. Ces derniers dominent largement sur les chlorures. Les teneurs en sels sont élevées mais diminuent dans l'horizon de gley (extrait salin : 1,5 à 0,5 mmhos). La nappe est également assez minéralisée : 3,8 mmhos, riche surtout en sulfates.

Le taux d'argile dépasse 60% dans les horizons supérieurs, 50% dans le gley, et le rapport argile/limon varie entre 0,15 et 0,3. Il y a très peu de sable grossier.

La teneur en matière organique atteint 2% en surface avec une humification assez bonne et un rapport C/N voisin de 12. Cette teneur est faible en profondeur.

Le complexe absorbant, à capacité d'échange élevée, est saturé avec un rapport Na/T pouvant atteindre 30% en surface, mais un rapport Mg/Ca faible. Les réserves minérales sont importantes.

La fraction argileuse, dans tous les horizons, contient 70 à 80% de montmorillonite et 20 à 30% de kaolinite, avec des traces d'illite.

Sols hydromorphes marécageux à gley

Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates

Profil n° A 61 (5.2.1.C)

Unité alluviale: Plaine du Bemarivo (Basse-Tsiribihina).

Situation : $X = 205,5$ $Y = 723,6$ $Z = 3$ m
près du village Ampasimandroatsy.

Végétation : Rizière. Jachère à *Ambrosia maritima* (Sarijamala), *Sphaeranthus cotuloïdes* (Akatamavo). Localement *Mimosa asperata* (Roy) et *Scirpus maritimus* (Kiheraherana).

Morphologie

0 à 35 cm : Horizon noirâtre (Munsell à sec : 10 YR—6/1, humide : 10 YR—3/2), humifère, à taches gris-bleu foncé. Argileux, un peu spongieux, plastique. Très riche en racines. Structure faiblement grumeleuse lorsque le sol se dessèche en surface.

35 à 70 cm : Horizon gris clair (Munsell à sec : 10 YR—7/2, humide 2,5 Y—6/2), à nombreuses taches brun rouille et ocre jaune (sulfates de fer), bien individualisées et réparties en cavités. Argileux, plastique. Enracinement moyen à faible.

70 à 110 cm : Horizon gris clair (Munsell à sec : 10 YR—7/1, humide : 2,5 Y—5/2), à taches beiges très nombreuses, petites, réparties en cavités, non effervescentes (sulfates). Nappe vers 1,20 m.

+ 1,10 m : Argile gris plomb (Munsell à sec : 5 YR—6/1, humide : 2,5 Y—4/0), légèrement noirâtre, sans tache, très plastique et adhérente.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est très fortement acide : pH 4,2 à 4,6, par suite de l'oxydation des sulfures. Les teneurs en sels solubles sont plutôt faibles en surface, moyennes en profondeur (Extrait salin : 0,25 à 0,6 mmho) avec prédominance de sulfates.

Le taux d'argile est élevé, voisin de 60% dans l'ensemble du profil, et le rapport limon/argile varie entre 0,15 et 0,4. Il n'y a pas de sable grossier.

La teneur en matière organique est voisine de 6,5% en surface, inférieure à 1% dans l'horizon sous-jacent, mais croît à nouveau jusqu'à 2,5% dans l'argile profonde. L'humification est faible en surface, moyenne en profondeur avec un rapport C/N élevé supérieur à 16.

Le complexe absorbant, à capacité d'échange élevée, est médiocrement saturé : 30 à 36%. Les réserves minérales sont moyennes à faibles en chaux et en acide phosphorique, élevées en potasse.

La fraction argileuse contient surtout de la montmorillonite (70%) associée à de la kaolinite (20%) et de l'illite.

PROFIL n° A 62 (5.2.1.C)

Unité alluviale: Plaine deltaïque de la Mahavavy du Sud.

Situation : $X = 328,6$ $Y = 1.129,5$ $Z = 4$ m.
près du village Ampijoroa.

Végétation : *Heleocharis plantaginea* (Arefo) dominant, *Sporobolus virginicus*, localement *Typha angustifolia* (Vondro) et *Scirpus pterolepis* (Boboka).

Morphologie

0 à 17 cm : Horizon brun noirâtre (Munsell à sec : 10 YR—3/2, humide : 10 YR—2/2) humifère, riche en racines. Massif et tassé, à structure secondairement et faiblement grumeleuse. Argileux à argilo-sableux, porosité moyenne.

17 à 45 cm : Horizon brun-jaune (Munsell à sec : 7,5 YR—5/8, humide : 7,5 YR—5/6) à larges taches noires et marbrures gris clair, argileux, humide, massif.

0,45 à 1 m : Horizon gris clair (Munsell à sec : 5 Y—5/1, humide : 5 —4/1) à larges taches jaune soufre de sulfates de fer très nettes, argileux, plastique.

+ 1 m : Horizon gris clair à gris verdâtre (Munsell à sec : 2,5 Y—5/0, humide : 2,5 Y—5/0) argileux, très plastique, saturé d'eau. Quelques débris végétaux de Cyperacées.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est très fortement acide, surtout en profondeur : pH 4,2 à 3,8. L'ensemble du profil est riche en sulfures (10 à 40 m.e. pour 100 g) et en alumine échangeable.

Les teneurs en sels solubles sont élevées (extrait salin : 1 à 3 mmhos), les chlorures étant prédominants sauf dans le gley profond où les sulfates dominent légèrement. La nappe est fortement minéralisée (14 mmhos), riche en chlorure de sodium.

Le taux d'argile atteint 57% en surface et plus de 70% dans les horizons sous-jacents. Il y a très peu de sable fin. Le sable grossier, plus abondant en surface (13 à 28%), provient de sédiments pliocènes proches.

La teneur en matière organique dépasse 7% en surface, et reste voisine de 1 à 2% dans le reste du profil. L'humification est moyenne, le rapport C/N varie entre 10 et 13.

Le complexe absorbant, à forte capacité d'échange, est saturé avec un rapport Na/T voisin de 50% et un rapport Mg/Ca élevé. Les réserves minérales sont moyennes à élevées.

La fraction argileuse conserve dans tout le profil une composition à peu près constante : la montmorillonite est très nettement dominante (environ 80%), associée à la kaolinite et de faibles quantités d'illite.

VERTISOLS NON GRUMOSOLIQUES

Sous-groupe à caractères de salure

PROFIL n° A 63 (3.1.2.A)

Unité alluviale : Plaine de Besalampy (basse vallée de la Sambao).

Situation : $X = 194,5$ $Y = 1.040,6$ $Z = 4$ m.
près du village Bevary.

Végétation : *Sporobolus rhyzomatosus* (Matsia) dominant, *Cyperus rotondus* (Tsingetsetse), *Roettbellia exaltata* (Kalay).

Morphologie

0 à 25 cm : Horizon noirâtre (Munsell à sec : 7,5 YR—4/0, humide : 7,5 YR—4/0), un peu humifère, à enracinement important en surface. Argileux durci, structure prismatique large secondairement polyédrique irrégulière. Crevassé jusqu'à 30 cm de profondeur.

25 à 45 cm : Horizon gris (Munsell à sec : 5 Y—4/1, humide : 2,5 Y—4/2), à taches noirâtres diffuses et taches blanches salines irrégulières. Argileux, structure polyédrique faiblement développée.

+ 45 cm : Horizon gris clair (Munsell à sec : 5 YR—4/1, humide : 5 Y—5/3) à petites taches ocre jaune assez abondantes. Argileux, homogène, massif, plastique. Creusé jusqu'à 1,30 m.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est modérément alcaline : pH 7,9 à 8,3. Les teneurs en sels solubles sont moyennes en surface, élevées dans les horizons sous-jacents (extrait salin : 0,6 à 2,3 mmhos). Les sulfates prédominent dans l'horizon intermédiaire, les chlorures dans l'horizon profond. L'ensemble du profil est légèrement calcaire (2 à 3%).

Le taux d'argile est extrêmement élevé : 80 à 87%, le rapport limon/argile étant voisin de 0,1. Il y a très peu de sables.

Les teneurs en matière organique ne dépassent pas 1,5% en surface, deviennent très faibles en profondeur. L'humification est moyenne, le rapport C/N voisin de 9.

Le complexe absorbant a une très forte capacité d'échange (plus de 40 m.e. pour 100 g) et est sursaturé avec un rapport Na/T variant entre 20 et 50%, et un rapport Mg/Ca élevé au moins en surface.

Dans la fraction argileuse, la montmorillonite domine très nettement (80 à 90%) en surface et en profondeur, associée à de petites quantités d'illite et de kaolinite.

PROFIL n° A 64 (3.1.2.A)

Unité alluviale: Plaine de la Manolodroa (nord-ouest de Majunga).

Situation : $X = 403{,}6$ $Y = 1.164{,}4$ $Z = 2$ m.
près du village Ambalika.

Végétation : Tapis herbacé dense à *Scirpus maritimus* (Kiheraherana) et *Cressa cretica* (Sirasira).

Morphologie : Sol régulièrement crevassé.

0 à 20 cm : Horizon noirâtre (Munsel à sec : 7,5 YR—4/0, humide : 5 Y—5/1), peu humifère, argileux, durci à fentes de retrait bien développées. Structure prismatique large secondairement polyédrique grossière. Enracinement moyen à faible, un peu calcaire.

20 à 30 cm : Horizon grisâtre (Munsell à sec : 7,5 YR—5/0, humide : 5 Y—5/1), à petites concrétions blanchâtres calcaires. Argileux, structure polyédrique faiblement développée.

30 à 80 cm : Horizon gris olivâtre (Munsell à sec : 2,5 YR—5/2, humide : 5 Y—5/1), à taches jaunâtres diffuses, argileux, humide, plastique. Enracinement nul.

0,80 à 1,20 m : Horizon gris bleuté à gris plomb (Munsell à sec : 2,5 Y—3/0, humide : 2,5 Y—4/0), à odeur putride, très argileux, plastique. Quelques débris de Cyperacées. Nappe vers 1,60 m.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est modérément alcaline dans l'ensemble du profil : pH 8,3. La teneur en calcaire varie entre 7 et 13%. Les teneurs en sels solubles sont assez élevées surtout en profondeur (extrait salin : 0,5 à 2 mmhos).

Le taux d'argile est très élevé, supérieur à 70% et le rapport limon/argile ne dépasse pas 0,2.

La teneur en matière organique est faible (1,2% en surface, l'humification médiocre, le rapport C/N voisin de 9.

Le complexe absorbant, à capacité d'échange extrêmement élevée (plus de 50 m.e. pour 100 g), est saturé avec un rapport Na/T élevé. Les réserves minérales sont importantes.

La fraction argileuse est constituée essentiellement par de la montmorillonite très bien cristallisée avec seulement de faibles quantités ou des traces de kaolinite.

Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates

PROFIL n° A 65 (3.1.2.B)

Unité alluviale: Plaine de Soalala (basse vallée de l'Andranomavo).

Situation : $X = 1.105,9$ $Y = 296,2$ $Z = 3$ m
près du village Betanatanana.

Végétation : *Cyperus volodioïdes* (Volodia), *Echinochloa* sp. (Ahibita), *Cyperus latifolius* (Herana), *Mimosa asperata* (Roy).

Morphologie

0 à 10 cm : Horizon brun noirâtre (Munsell à sec : 5 YR—4/1, humide : 10 YR—4/1), moyennement humifère, riche en racines. Finement crevassé, argileux, structure polyédrique fine à grumeleuse. Taches ocre rouge, filiformes. Porosité de masse faible.

10 à 45 cm : Horizon brun-gris foncé (Munsell à sec : 10 YR—4/1, humide : 10 YR—4/1), un peu humifère, à taches blanchâtres salines irrégulières, non effervescentes (gypse). Structure prismatique large à polyédrique, largement crevassée et fendillée.

45 à 65 cm : Horizon brun-jaune foncé (Munsell à sec : 10 YR—5/1, humide : 5 YR—4/2), à taches gris noirâtre humifères (sol enterré). Argileux, structure polyédrique, cassure mate. Quelques débris végétaux.

0,65 à 1 m : Horizon gris (Munsell à sec : 7,5 YR—4/0, humide : 2,5 Y—2/0), à effervescences blanches et régulières, débris organiques assez abondants. Argileux, structure polyédrique irrégulière.

1 à 1,3 m : Horizon noirâtre (Munsell à sec : 2,5 Y—3/0, humide : 7,5 YR—3/0), humifère, argileux, structure polyédrique large.

1,35 à 2,30 m : Horizon gris clair (Munsell à sec : 7,5 YR—7/0, humide : 5 Y—5/3), à taches brun-jaune plus ou moins nettes, argileux, humide, plastique. Nappe à 1,80 m.

2,30 à 3 m : Horizon gris clair à gris plomb, à taches jaune clair rares, argileux, très plastique.

+ 3 m : Sable grossier gris clair.

Caractères physiques et chimiques

La réaction du sol est fortement acide : pH 4,2 à 4,5. Les teneurs en sels solubles sont faibles en surface à moyennes en profondeur (extrait salin : 0,15 à 0,5 mmho) les sulfates étant largement prédominants. La nappe est moyennement minéralisée (2,7 mmhos), riche en sulfates.

Le taux d'argile passe de 50 à 60% en surface à plus de 75% dans les horizons profonds, le rapport argile/limon variant entre 0,05 et 0,2. Le sable fin décroît en profondeur de 40 à 14%.

La teneur en matière organique ne dépasse pas 3% en surface et 1,5% dans l'horizon sous-jacent. Elle atteint 1,2% dans les horizons enterrés. L'humification est faible, le rapport C/N varie entre 8 et 9.

Dans tout le profil, la fraction argileuse est constituée en quasi-totalité par de la montmorillonite avec de faibles quantités de kaolinite et des traces de goethite.

CONCLUSION

a) Les surfaces de décantation correspondent au stade atteint par le remblaiement fluvio-marin lors de la dernière variation positive du niveau marin (peut-être équivalente du Flandrien). La présence de sels y est résiduelle. Ces surfaces ne sont bien développées que dans les basses vallées des grands cours d'eau à pente faible et au-dessous de leur profil d'équilibre (Tsiribihina, Betsiboka). L'alluvionnement actuel y est faible.

b) Les sédiments de ces zones alluviales sont souvent argileux fins, leur granulométrie est souvent à faciès logarithmique ou hyperbolique évolué, mais ils ont subi des actions de triage complexes. Les fractions très fines (dimension inférieure à 1 micron) constituent au moins 50 à 60% de la masse totale.

c) Dans ces zones, le mélange des espèces herbacées est la règle générale. Ces espèces sont souvent adaptées à l'hydromorphie mais les végétations halophiles spécifiques sont exceptionnelles.

d) L'évolution des sols est fonction de la longueur de la submersion, les oscillations des nappes étant souvent faibles et la présence d'un horizon de gley à moins d'un mètre de profondeur très fréquente.

La séquence de sols hydromorphes déjà décrite pour les sols de cuvettes et du milieu fluvio-marin, se retrouve ici, de même que l'évolution vertique dans les zones à alluvionnement très faible, lorsque le sol se dessèche suffisamment dans les horizons supérieurs.

L'acidification secondaire du profil par oxydation des sulfures ou la présence de carbonates ont été également observées. La tendance à l'acidité, liée au caractère marécageux du couvert végétal et de la matière organique, est ici plus générale que dans les milieux de sédimentation précédents, les conditions géomorphologiques se prêtant particulièrement à ce type d'évolution.

CHAPITRE XIII

LE PRÉCONTINENT

INTRODUCTION

En abordant l'étude de ce milieu de sédimentation, nous avions pour but de dégager les tendances générales de la sédimentation dans les zones avoisinantes des embouchures de quelques grands cours d'eau. Dans quelle mesure cette sédimentation est-elle liée aux influences continentales et plus particulièrement aux apports fluviatiles récents ?

Ce programme était encore trop ambitieux pour les moyens dont nous disposions et, devant les trop grandes difficultés matérielles rencontrées, nous n'avons pu mener à bien dans sa totalité la tâche que nous nous étions fixée.

Quoi qu'il en soit, nous ferons un exposé sommaire des résultats partiels obtenus, en cherchant surtout à dégager les faits susceptibles d'avoir une valeur générale. En effet, les travaux dans ce domaine sont encore peu nombreux. Il faut signaler en particulier les études de A. GUILCHER *et al.* [1] sur les récifs coralliens du Nord-Ouest, les travaux de L.R. LAFOND exécutés au cours de missions hydrographiques en particulier dans l'estuaire de la Betsiboka et la baie d'Antongil (versant oriental) [2], les recherches de R. BATTISTINI *et al.* sur le plateau continental de l'extrême-sud de l'Ile [3], les études écologiques faites à la Station marine de Tuléar [4].

1 Topographie et extension du plateau continental

Les cartes marines du Service Hydrographique de la Marine, en particulier celles récemment révisées [5], donnent une idée assez précise de la morphologie d'ensemble et de l'extension du plateau continental dans l'Ouest malgache.

En général, le passage aux grandes profondeurs se fait d'une manière assez brutale dans la zone des isobathes de 30 à 50 m. La disposition décrite dans le Nord-Ouest par A. GUILCHER et confirmée dans l'Extrême-Sud jusqu'au Cap Sainte-Marie par R. BATTISTINI, se

[1] A. GUILCHER (1956), A. GUILCHER, L. BERTHOIS, R. BATTISTINI, P. FOURMANOIR (1958).
[2] L.R. LAFOND (1956) (1957) (1964).
[3] R. BATTISTINI (1964), L. BERTHOIS, R. BATTISTINI, A. CROSNIER (1964).
[4] Cfr en particulier *Annales malg. Fac. Sc. et Techn.*, Université de Madagascar, n° 1 (1963).
[5] N^{os} 6232, 6233, 6344, 6345, 6346 et 6353 (1962-63).

retrouve dans l'Ouest. Le rebord externe du plateau continental est limité par une barrière corallienne immergée, discontinue, jalonnée de récifs plus ou moins affleurants et d'îlots coralliens.

Il faut signaler également sur ce plateau continental un certain nombre d'îles d'étendue variable, témoins du relief continental avant le relèvement du niveau marin à son stade actuel. Parmi les plus importantes citons : les îles de Morombe, celle de Nosy Makamby, de Nosy-Lava, les îles Radama, la région de Nossi-Be et Nosy Mitsio.

L'extension du plateau continental atteint 22 km de large devant le delta du Mangoky — 5 km seulement dans l'axe d'avancée maximale des sédiments émergés — 30 à 50 km de la Morondava à la Tsiribihina. Il atteint sa plus grande extension : 60 à 90 km de largeur, de part et d'autre du Cap Saint-André, puis se rétrécit à nouveau. Sa largeur est de 25 à 40 km au Nord-Ouest — Mahavavy du Sud, Betsiboka, Mahajamba — 50 km devant le Sambirano, 60 km au niveau de la Mahavavy du Nord.

Exception faite pour les abords des récifs coralliens, le plateau continental présente une morphologie assez uniforme, avec des pentes vers le large variant de 0,8 à 1‰ près de la côte, à 3 ou 4‰ jusqu'aux profondeurs de 30 à 50 m au maximum. Au-delà, la pente varie entre 5 et 10 ‰ et s'accentue encore au-delà des profondeurs de l'ordre de 100 m.

Certaines dépressions dans le plateau continental peuvent être considérées comme le prolongement sous-marin de basses vallées fluviales. Le canyon sous-marin de l'Onilahy, au sud de Tuléar, encore mal connu, et dont la tête pénètre dans la baie de Saint-Augustin, peut être suivi jusqu'à 1700 m de profondeur.

Devant le delta du Mangoky, on observe seulement un resserrement des isobathes jusqu'à 20 m et une accentuation de la pente (2 à 4%) devant l'estuaire principal et actif d'Ankilifaly.

La fosse de la Morondava, dont l'origine large et peu encaissée (5 m de profondeur relative) est assez éloignée du rivage, se poursuit cependant jusqu'à 500 m de profondeur où son tracé est mieux individualisé. La fosse de la Tsiribihina, qui prolonge l'estuaire de Namangoa, est longue, sinueuse, et assez bien marquée, avec un encaissement relatif de 20 à 50 m dans le plateau continental. La fosse de Tanjona se trouve dans le prolongement du delta de la Mahavavy du Sud.

Alors que dans la majorité des cas ces vallées sous-marines n'atteignent pas le littoral ou sont peu marquées à proximité du rivage, par suite de la progression de l'alluvionnement fluvio-marin, certains estuaires du Nord-Ouest sont constitués par des vallées immergées (côte à « rias »). C'est le cas en particulier pour la Betsiboka et la Mahajamba-Sofia dont les profonds estuaires comportent des goulots d'étranglement dus en particulier aux affleurements de calcaire éocène et crétacé postbasaltique. Dans les deux cas, les levés hydrographiques révèlent la présence d'un ombilic avec relèvement des fonds à l'entrée de l'estuaire.

Sur les anciennes cartes marines levées en 1900, les fonds dépassent 90 m dans l'ombilic de la Mahajamba. Les levés récents ont montré que l'ombilic de la baie de Bombetoka — estuaire de la Betsiboka — ou fosse de Katsepe, se serait remblayé de 40 m en certains endroits depuis 1900. La vallée sous-marine de la Betsiboka diverge de part et d'autre du banc du Narcissus et forme deux bras peu marqués. L'estuaire de la Mahajamba se prolonge également par une dépression dans le plateau continental.

D'après les cartes levées au début du siècle, il existerait également deux amorces de vallées sous-marines peu marquées devant le delta de la Mahavavy du Nord.

Il semble que l'ensemble du plateau continental ait pris les traits essentiels de sa morphologie actuelle lors de la grande régression postpliocène (cfr 2° partie, chap. IV). Les dépôts quaternaires et récents ne constitueraient qu'une couverture très incomplète, plus importante aux abords des débouchés des grands axes hydrographiques. Les principaux types de dépôts et les connaissances que nous avons sur leur répartition tendent à confirmer cette hypothèse. La progression de l'alluvionnement récent s'est faite sur ce substratum à la manière de nappes d'épandage sous-marines où prédominent les vases fines, c'est-à-dire des sédiments contenant plus de 90% de poudres et colloïdes (éléments de dimension inférieure à 0,05 mm) et par conséquent très proches dans leur granulométrie des vases fluvio-marines du secteur semi-terrestre (cfr 3° partie, chap. III).

Ainsi, le phénomène majeur dans l'alluvionnement récent du plateau continental serait la « coagulation » des colloïdes argileux dans la zone de mélange des eaux fluviales et marines. Les types de sédiments étudiés confirment cette thèse.

2 Les types de sédiments marins précontinentaux

a Lieux de prélèvements

La collecte de ces sédiments a été effectuée par dragage au cône, le plus souvent dans les transversales d'estuaires ou selon des orthogonales au rivage devant les zones d'accumulation fluvio-marine de quelques grands axes hydrographiques (cfr fig. 62).

Ces prélèvements se répartissent comme suit : Bas-Mangoky (20 échantillons), Sambao (6), Cap Saint-André (2), Mahavavy du Sud (12), Betsiboka (27), Mahajamba (9), Mahavavy du Nord (29), Sambirano (10).

b Caractéristiques des sédiments

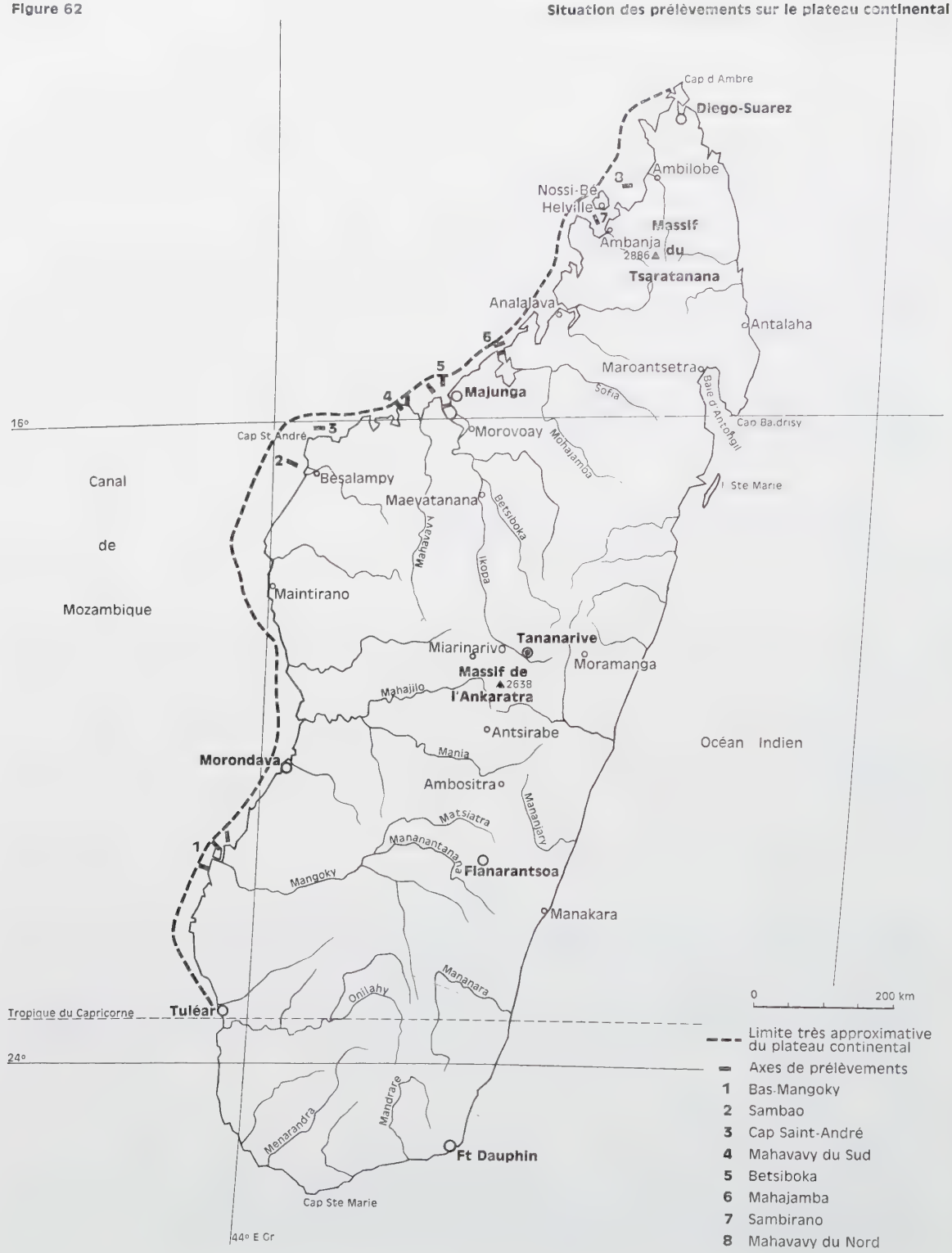
Un peut distinguer quatre types fondamentaux de sédiments précontinentaux : les dépôts organogènes — sables coquilliers et coralliens, sables à foraminifères — les sables quartzeux moyens à grossiers, les sables fins et sables vaseux, les vases.

Les dépôts organogènes n'ont pas fait l'objet d'un inventaire des espèces reconnaissables. Ils sont souvent très hétérométriques et peuvent être constitués en quasi-totalité de matériaux calcaires.

Les sables moyens à grossiers

Leur nature est essentiellement quartzeuse mais ils peuvent contenir des débris d'organismes. Ils présentent une faible usure. Ces sédiments contiennent 50 à 90% de sables grossiers (plus de 0,2 mm) et leur médiane est généralement supérieure ou égale à 0,4 mm. Leur triage est moyen (cfr courbes 1, 2 et 3 de la fig. 64).

Figure 62 **Situation des prélèvements sur le plateau continental**



Ces dépôts ne sont pas liés aux apports récents ou actuels : à notre avis, ils proviennent essentiellement du remaniement des sédiments continentaux pliocènes et de la carapace sableuse. Ces formations ont été attaquées en falaises lors des dernières transgressions marines.

Ce type de sédiments paraît abondant et fréquent au Nord-Ouest, entre la Mahavavy du Sud et la Mahajamba, dans les zones assez éloignées des estuaires actuels, et à l'ouest du Cap Saint-André. Ils se mélangent plus ou moins aux dépôts organogènes aux abords des zones récifales.

Les sables fins et sables vaseux

Ces sédiments sont également quartzeux mais contiennent souvent des quantités importantes de micas et parfois en quantités notables des débris coquilliers.

Ils sont normalement dragués dans les zones de faible profondeur (moins de 1 m à marée basse) et prolongent fréquemment les crêtes prélittorales qui découvrent à marée basse devant les zones deltaïques ou les flèches en progression. Ce type de sédiment est particulièrement étendu devant les deltas du Mangoky, de la Mahavavy du Sud et de la Mahavavy du Nord. Les mêmes sables sont dragués dans les estuaires de la Betsiboka et de la Mahajamba, en amont du goulet terminal.

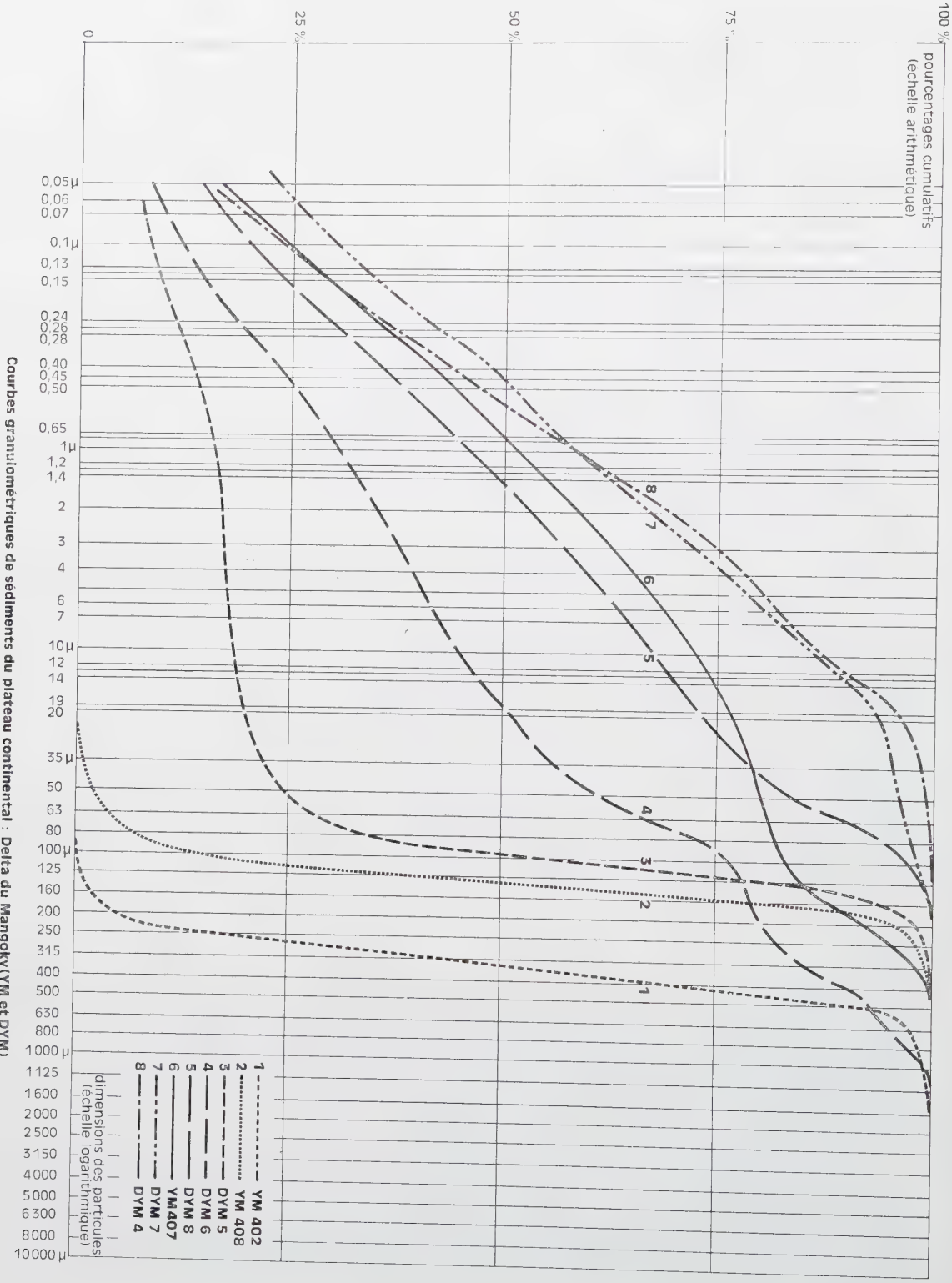
L'homométrie de ces sédiments sableux est très poussée et leur médiane généralement voisine de 0,1 mm (cfr courbe 1, fig. 63 et courbe 4, fig. 64). Lorsque la profondeur augmente et qu'on va vers le large, ou bien à l'approche des bancs vaseux en formation dans les grands estuaires (cfr chapitre XI), ces sédiments se chargent en particules plus fines. Leur granulométrie devient alors bilogarithmique, à tendance faiblement hyperbolique pour la fraction fine (cfr courbes 1, 2 et 3, fig. 63 — courbes 1 et 2, fig. 65 — courbe 5, fig. 64). Ces sables vaseux, récoltés normalement sous des profondeurs de l'ordre de quelques mètres, ont cependant une extension très variable. Celle-ci est plus importante, semble-t-il, dans les zones où les apports fluviatiles sont en régression et où la dérive littorale remanie d'anciens dépôts (ouest du delta du Mangoky). Dans les grands estuaires comme ceux de la Tsiribihina ou de la Betsiboka, c'est sur ce type de sables vaseux que se forment les vasières sur lesquelles se développeront les premiers palétuviers.

Les vases

Il s'agit en général de sédiments fins, brun-jaune à brun-rouge ou brun-gris à gris foncé aux abords des grands cours d'eau, gris clair à gris bleuté et gleyifiés dans les baies abritées ou dans les zones à apports continentaux restreints, assez éloignées du rivage.

Ce sont le plus souvent des vases fines, c'est-à-dire contenant plus de 90% de poudres et colloïdes. La fraction de dimensions inférieurse à 10 microns varie entre 65 et 90%. Les valeurs de la médiane oscillent autour de 1 micron.

Comme le montrent les figures 63, 64 et 65, ces dépôts ont fréquemment un faciès proche du faciès logarithmique ou faiblement hyperbolique. Seul un sédiment vaseux prélevé au nord du Cap Saint-André, loin des zones d'apport continentales, présente un faciès hyperbolique de décantation assez évolué (cfr courbe 6, fig. 65). On observe parfois en mélange avec la fraction fine un petit stock de sables fins (cfr courbes 4 et 6, fig. 63).



Courbes granulométriques de sédiments du plateau continental : Delta du Mangoky (YM et DYM)
Figure 63

La réaction de ces sédiments est neutre à modérément alcaline. La teneur en calcaire dans la fraction fine de dimension inférieure à 50 microns, excède rarement 1 à 2%. La fraction sableuse peut contenir des débris organogènes.

Le taux de matière organique varie en moyenne entre 1,5 et 3% et la teneur en fer libre peut atteindre plus de 7% dans les vases rouges du Nord-Ouest, celle en fer total près de 12%.

Du point de vue minéralogique, la composition de la fraction argileuse est analogue à celle des dépôts alluviaux émergés, mais cela ne peut être généralisé pour les parties du plateau continental éloignées des zones d'apport continentales ou pour des sédiments prélevés en profondeur et non seulement à la surface du plateau (cfr 4° partie, chap. XV).

Ces sédiments constituent, semble-t-il, une « ceinture vaseuse » à proximité de toutes les principales zones d'apport fluviatiles. L'extension de cette ceinture est variable, mais sa présence assez uniforme. Elle fait suite à la zone des sables fins et sables vaseux. Devant le delta de la Mahavavy du Nord, elle atteint au moins 30 km de large et est parsemée de hauts fonds à dépôts organogènes. Elle semble beaucoup plus réduite devant le delta du Sambirano où dominent les dépôts coralliens et coquilliers.

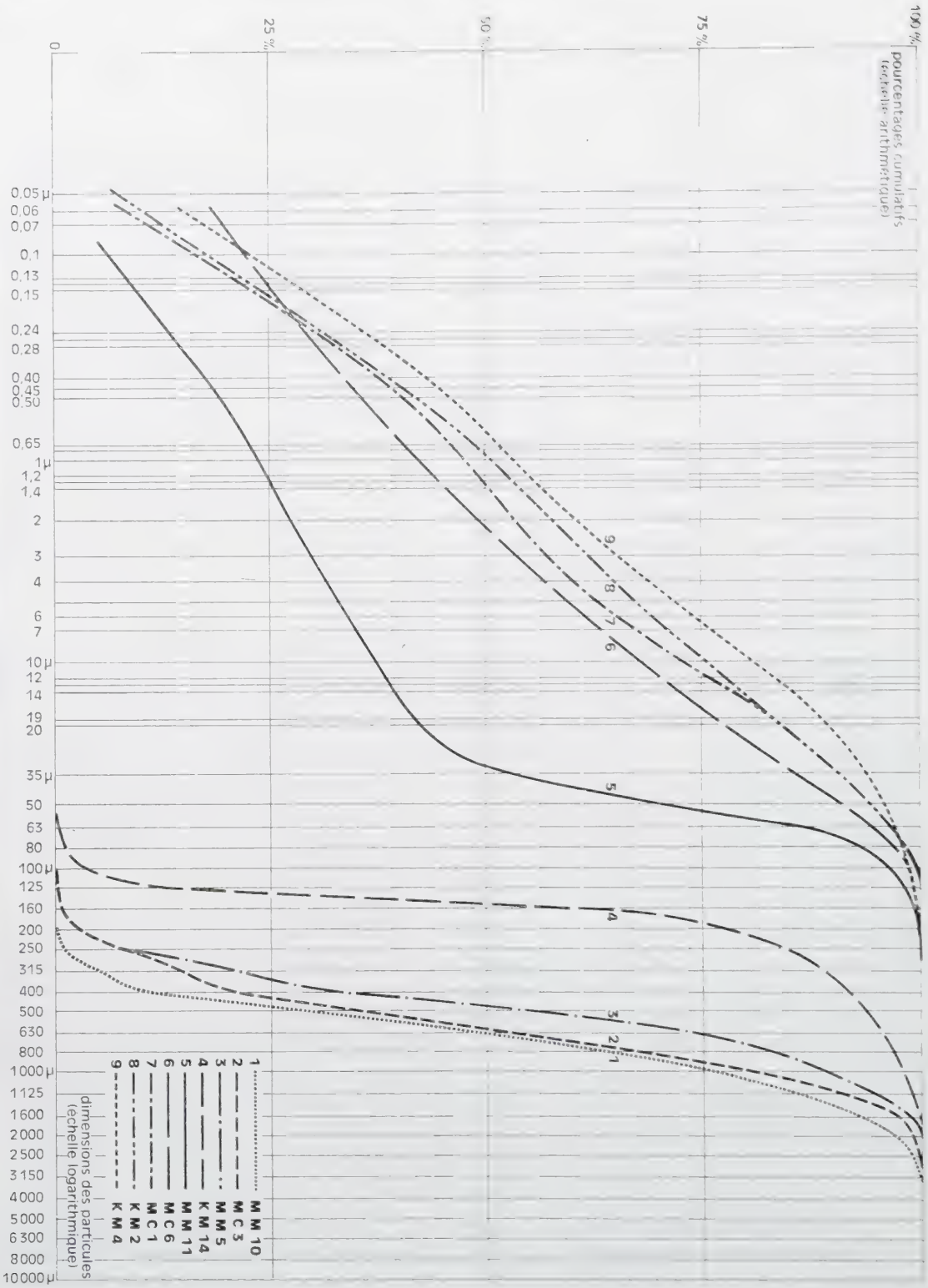
Ces vases couvrent, d'une manière quasi uniforme, l'entrée de l'estuaire de la Betsiboka, entre Majunga et Katsepe, alors qu'elles font défaut dans l'estuaire lui-même : sur la transversale au niveau de Boanamary, et en amont jusqu'à la zone des mangroves, les fonds sont essentiellement constitués par des sables fins, très proches par leurs caractères des dépôts de lit du bas cours du fleuve, et par des sables vaseux.

Les dépôts vaseux fins en dehors de l'estuaire, s'étendant en éventail sur le plateau continental, mais sont parsemés de dépôts sableux grossiers plus ou moins riches en débris d'organismes, au-delà des bancs coralliens du Narcissus et de l'Eucalyptus.

Une note récente de L. Berthois et A. Crosnier (1965) sur des recherches sédimentologiques effectuées dans ce secteur, confirme l'extension des sédiments fins sur le plateau continental ainsi que la présence de sables quartzeux grossiers alternant ou associés avec des dépôts organogènes. Selon les auteurs, ces formations sableuses sont indépendantes des apports sédimentaires actuels du fleuve, qui les recouvre complètement ou partiellement par des dépôts apportés en suspension, en particulier lors des crues.

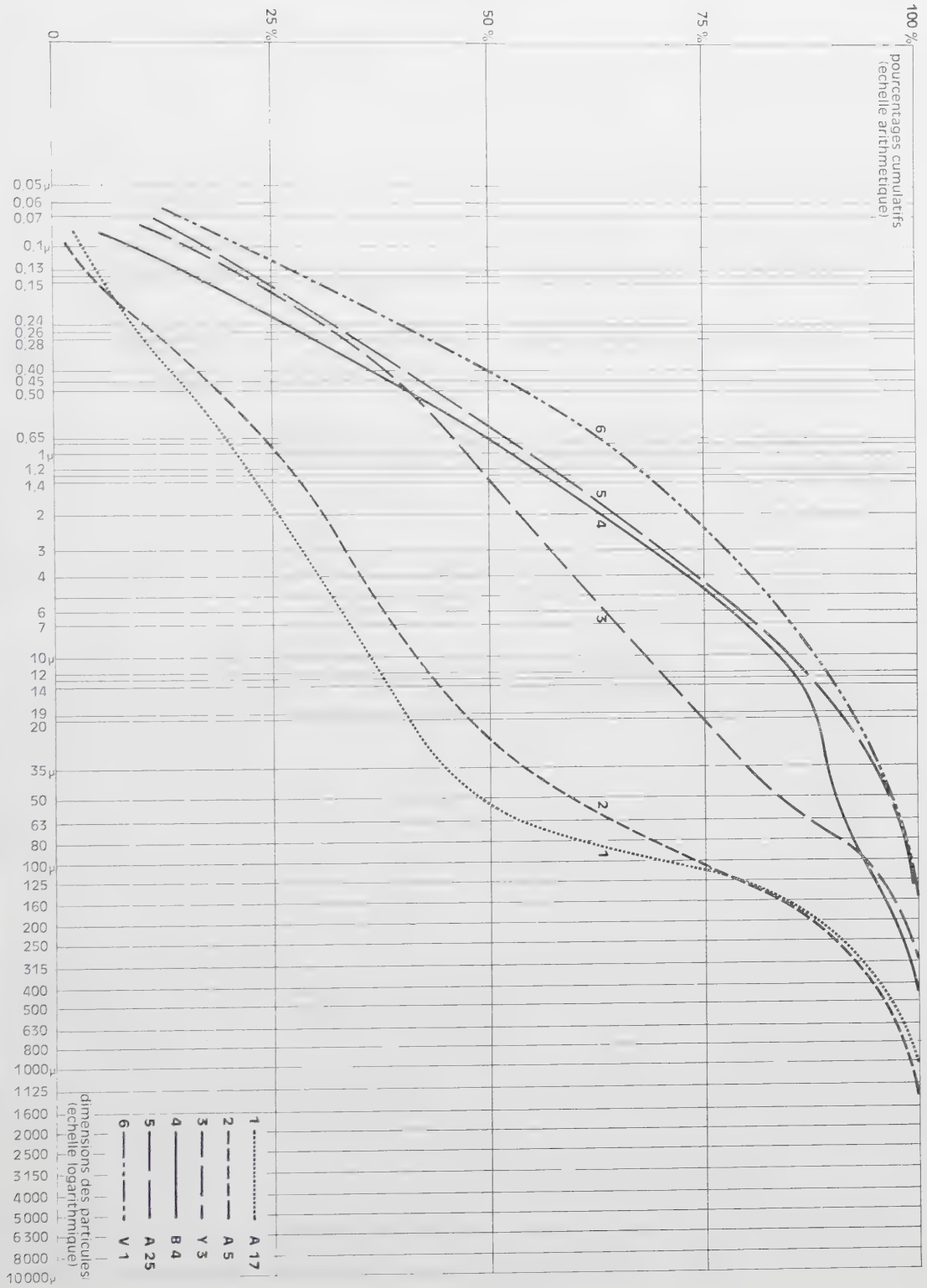
Nous rattachons ces sables à la première catégorie de sédiments sableux précédemment définie. D'après les mêmes auteurs, les sables grossiers transportés près du fond par la Betsiboka ne progresseraient pas sensiblement au-delà de l'embouchure par suite de l'existence d'une lentille d'eau profonde sur le plateau continental, immobile ou animée de mouvements très lents avec de faibles vitesses de courant. En fait, comme nous l'avons déjà noté, les sédiments sableux actuels de la Betsiboka sont dans leur ensemble nettement plus fins que ces sables grossiers du plateau continental et il est possible que lors des crues leur transport ait lieu, mais d'une manière plus discontinue que celui des vases. Mais à notre avis, leur absence relative en quantité importante sur le plateau continental est due essentiellement au rôle de fosse de décantation que joue cet immense estuaire en avant du delta interne et à la présence d'un ombilic en voie de comblement précisément par ces sables fluviatiles.

Les courbes granulométriques de quelques sables, données par L.R. Lafond (1957) montraient déjà les différences de taille et de triage entre les apports fluviatiles de la Basse-Betsiboka et les sables de plages au nord-ouest de Majunga. Nous pensons que ces derniers



Courbes granulométriques de sédiments du plateau continental : Betsiboka (K M et M C) et Mahavavy du Sud (M M)

Figure 64



Courbes granulométriques de sédiments du plateau continental : Mahavavy du Nord (A et B) Mahajamba (Y) Cap St André (V)
Figure 65

proviennent surtout de l'attaque des falaises pliocènes. Le même auteur a également noté la présence dans l'estuaire et sur le plateau continental de sédiments mixtes, possédant des courbes granulométriques à point d'inflexion telles que nous les avons définies ci-dessus pour les sables vaseux.

Le rôle de fosse de décantation est également joué par le grand golfe interne de la Mahajamba-Sofia où les fonds de sables vaseux dominent en avant des mangroves. Cependant, la grande profondeur et l'étroitesse du goulet d'entrée ont pour résultat des courants de marée extrêmement violents qui empêchent probablement une sédimentation active dans ce chenal. Les dragages que nous avons faits sur une transversale à l'entrée de cet estuaire, en aval de l'ombilic, ont révélé entre 20 et 30 m des fonds de roche dure.

A quelques kilomètres de l'entrée de cet estuaire, sur le plateau continental, les fonds de vase brune dominent dans l'axe dépressionnaire qui prolonge l'estuaire, alors que latéralement et vers le large, ce sont les sables grossiers ou coralliens qui sont les plus fréquents.

Au nord du Cap Saint-André, le fond du plateau continental, où les profondeurs oscillent entre 10 et 30 m, semble constitué par une vasière étendue, malgré l'éloignement des grands cours d'eau. Paradoxalement, devant l'estuaire de la Sambao, la ceinture vaseuse semble très réduite et les sables coralliens ou quartzeux sont dominants. Étant donné la dispersion des eaux de la Sambao vers le Nord [1], et l'importance de la dérive littorale marquée par de très longues flèches sableuses devant l'estuaire, il est possible que le dépôt des apports en suspension de cette rivière se fasse essentiellement au nord du Cap, à l'abri des houles dominantes du Sud-Ouest.

Devant le delta du Mangoky, la ceinture vaseuse paraît continue. Au nord-ouest du delta, là où la progression des sédiments émergés est maximale, le dépôt des sédiments fins a atteint le rebord externe du plateau continental. A l'Ouest au contraire, les vasières n'occupent que la partie interne de ce plateau dont le rebord externe est jalonné par des recifs immergés (bancs des Caïmans, bancs de Persépolis, bancs des Coelacanthes) qui rejoignent ceux de Morombe. Dans cette zone, la majeure partie des fonds du plateau est sableuse, mais ces sables, par leur finesse et leur triage, ont les caractères des sables fluviatiles actuels de la basse plaine du Mangoky. Signalons également qu'un sable analogue a été dragué au Nord-Ouest sur le rebord externe par 60 m de fond. Il s'agit donc peut-être d'anciens dépôts deltaïques autrefois émergés.

En résumé, on voit que dans l'Ouest malgache, il n'existe pratiquement pas de cas où l'on puisse espérer voir réalisée, même partiellement, la structure deltaïque telle qu'elle a été souvent décrite, avec couches sommitales, frontales et couches de fond [2]. Cela même dans les zones où les apports continentaux sont largement prépondérants par rapport à l'érosion marine.

En général, ces apports continentaux dans le domaine précontinental de l'Ouest, se distribuent selon une « *zonalité concentrique* » plus ou moins régulière, et forment des cônes

[1] Cette dispersion jusqu'au voisinage du Cap Saint-André est bien visible par avion car les eaux sont très vivement colorées en brun-rouge par les apports fins de la Sambao-Maningoza, apports provenant de l'érosion de sols ferrallitiques basaltiques.

[2] Comme le remarque L.B. Roukhine (1955), seuls peuvent présenter cette structure « triple » les petits deltas rapidement formés.

alluviaux à pente moyenne relativement faible de l'ordre de quelques pour-mille, sur un plateau continental dont la morphologie préexistante est normalement favorable à cette répartition. Celle-ci est perturbée soit par des accidents majeurs – vallées sous-marines imparfaitement comblées — soit par la prépondérance de courants dont la résultante est surtout un vannage des sédiments fins.

Dans l'Ouest et le Nord-Ouest, il apparaît que le phénomène majeur de la sédimentation aux périodes récente et actuelle est sans doute la formation de vasières, liée aux apports en suspension des cours d'eau. Localement mais fréquemment au Nord-Ouest en particulier, ces dépôts sont associés ou alternent avec des dépôts organogènes, surtout des sables coralliens. Les dépôts sableux grossiers sont liés à des formations plus anciennes du plateau continental et proviennent en grande partie de l'érosion et du remaniement des formations pliocènes.

Les dépôts sableux fins ou sablo-vaseux d'origine continentale récente constituent des formations littorales ou périlittorales : cordons, crêtes, barres d'avant-côte, estrans.

D'après leurs travaux, L. Berthois *et al.* [1] concluent que dans l'Extrême-Sud les sédiments fins et très fins apportés par les cours d'eau semblent n'avoir actuellement qu'une très faible dispersion au large des embouchures. A notre avis, ce fait s'explique assez bien si l'on considère que les phénomènes d'altération et de pédogenèse dans les bassins versants de cette région sont très limités. Les quantités d'apports en suspension ne sauraient être comparées à celles des cours d'eau de l'Ouest et du Nord-Ouest.

Dans l'Extrême-Sud également, les dragages faits au large sur le plateau continental ont révélé une grande fréquence des sédiments sableux grossiers (diamètre moyen supérieur ou égal à 0,45 mm). Les mêmes auteurs concluent qu'il y a donc une très grande probabilité pour que ces dépôts soient au moins en majeure partie constitués par des formations anciennes, ce qui rejoint notre conclusion précédente.

CONCLUSION

1. Dans l'ouest de Madagascar, le plateau continental a une extension variable mais souvent importante. Sa largeur, faible dans le Sud-Ouest, atteint 30 à 50 km dans l'Ouest, 60 à 90 km au Cap Saint-André, 25 à 50 km au Nord-Ouest et dans l'Extrême-Nord. Sa pente est généralement peu accusée — 0,8 à 4‰ — jusqu'aux isobathes de 30 à 50 m où le passage aux grandes profondeurs se fait d'une manière brutale.

2. Le rebord externe du plateau supporte une barrière corallienne immergée, discontinue. Un certain nombre de vallées fluviatiles se prolongent par des vallées sous-marines plus ou moins bien individualisées.

3. Les dépôts récents semblent constituer une couverture très incomplète sur ce plateau qui aurait acquis les traits essentiels de sa morphologie lors de la grande régression marine postpliocène.

[1] L. Berthois, R. Battistini et A. Crosnier (1964), pp. 25-26.

4. On peut distinguer quatre types fondamentaux de sédiments : les dépôts organogènes, les sables moyens à grossiers, les sables fins et sables vaseux, les vases.

Les sables moyens à grossiers proviennent essentiellement du remaniement des sédiments continentaux pliocènes. Les sédiments sableux fluviatiles et actuels sont plus fins et mieux triés.

Les sables fins et sables vaseux occupent surtout des zones périlittorales. Leur homométrie est très poussée et vers le large, par adjonction de fractions fines, leur granulométrie devient bilogarithmique. Ils constituent le soubassement des mangroves actuelles.

Les vases sont dans la grande majorité des cas riches en poudres et en colloïdes (plus de 90%) et ces sédiments ont fréquemment un faciès assez évolué proche du faciès logarithmique. Elles sont pauvres en calcaire et en matière organique, assez riches en fer.

5. A proximité des principales zones d'apports fluviatiles, l'existence d'une ceinture vaseuse semble quasi générale, mais son extension est variable selon les régions.

La rareté relative des apports sableux fluviatiles actuels dans le Nord-Ouest est due au rôle de fosse de décantation joué par certains estuaires.

6. Aux époques récente et actuelle, le phénomène majeur dans la sédimentation précontinentale est probablement la formation de vasières, par floculation des apports colloïdaux en suspension dans la zone de mélange des eaux fluviales et marines.

7. La structure triplée, décrite classiquement pour les deltas, a peu de chances d'être réalisée dans l'Ouest malgache, en particulier à cause de la faible pente du plateau continental et de l'absence de talus deltaïque à proprement parler [1].

Les apports continentaux se distribueraient selon une zonalité concentrique plus ou moins régulière, perturbée par des accidents topographiques ou la prépondérance des courants marins.

8. La composition minéralogique des sédiments marins reflète celle des dépôts alluviaux émergés, au moins pour les échantillons pas trop éloignés des zones d'apport et prélevés en surface du plateau continental.

[1] D'après F.P. Shepard (1964), p. 13, les connaissances actuelles sur les grands deltas confirment le fait que les couches deltaïques dénommées frontales, ont généralement une pente faible, le plus souvent inférieure à 1 degré.

QUATRIÈME PARTIE

BILAN DE L'ALLUVIONNEMENT

CHAPITRE XIV

LE POTENTIEL D'ÉROSION

I. LES TRANSPORTS SOLIDES

1 Les résultats des mesures

Dans les transports solides, on distingue habituellement les matériaux charriés sur le fond des matériaux transportés en suspension ou troubles.

Le charriage de fond est constitué par des particules grossières dont le déplacement se fait, en fonction de leur taille et de la vitesse du courant, par roulage et surtout saltation. Les troubles sont constitués par les particules plus fines facilement mises en suspension par la turbulence.

L'étude du charriage de fond présente de grandes difficultés techniques : la méthode indirecte consistant à mesurer les variations topographiques d'un fond mobile dans une section donnée, est en principe plus accessible mais les interprétations sont également très délicates. A Madagascar, ce genre de mesures demeure exceptionnel.

D'après L.B. ROUKHINE [1], pour la plupart des fleuves de plaines, la proportion des apports de fond par rapport aux apports en suspension ne dépasse pas 10%, mais elle peut atteindre 30 à 40% dans les rivières de montagne. Dans le cas malgache, si l'on peut penser que, dans les basses vallées sédimentaires où les lits fluviaux apparents ont parfois plusieurs kilomètres de largeur, les troubles constituent la majeure partie des sédiments transportés, par contre, dans les profils en escalier du massif ancien et les tracés en gorges des cuestas sédimentaires, il est probable que, par suite des fortes dénivellations et des fortes crues, le charriage des éléments au fond devient considérable, d'autant plus qu'il y a peu de galets. Il s'agit de rivières à fond mobile, cas fréquent dans les régions chaudes, même dans des roches cohérentes [2]. D'une crue à l'autre ou au cours d'une même crue, on peut enregistrer des variations de vitesse très importantes et par suite des modifications de débit. Il en résulte des changements très notables dans la forme de la section mouillée dont la surface peut cependant demeurer pratiquement constante [3].

Les mesures faites sur les cours d'eau malgaches ces quinze dernières années, par la Section d'Hydrologie du Centre ORSTOM de Tananarive, ne concernent que les transports en suspension. Encore que devant l'importance des moyens à mettre en œuvre et la difficulté

[1] L.B. ROUKHINE (1955), p. 135 et ss.
[2] J. TRICART (1965), pp. 77-78.
[3] M. ALDEGHERI (1965), p. 5.

des mesures sur des rivières à très fort courant, les hydrologues se soient limités le plus souvent à des prélèvements de surface.

Des prélèvements d'eaux ont été en particulier effectués sur le Bas-Mangoky, à la station du Banian en amont de Vondrove, sur la Betsiboka à Ambodiroka à la sortie du massif ancien, sur l'Ikopa à Antsatrana.

A. Mangoky

D'après les premiers résultats obtenus en 1955-56, la turbidité du Mangoky, dans la basse vallée sédimentaire, varierait considérablement avec le débit [1] : de 100 mg/m^3 en moyennes eaux, elle pourrait atteindre 4 kg/m^3 et même davantage en période de grandes crues. Selon Y. Bresson, il existerait une analogie de variation entre le débit du fleuve et sa turbidité et la granulométrie moyenne des matières en suspension est la suivante :

Argile : 20% — Limon : 20% — Sables fins : 60% — Sables grossiers : — 0 à 2%.

Cette granulométrie serait d'après Y. Bresson peu affectée par l'importance de la turbidité.

D'autres mesures effectuées depuis semblent confirmer l'ordre de grandeur des valeurs de la turbidité globale, bien que la corrélation débit-turbidité demeure extrêmement lâche. Nous avons comparé le détail des analyses granulométriques de ces prélèvements plus récents : les variations de la composition granulométrique sont très importantes en fonction de nombreux facteurs, entre autres la hauteur d'eau dans la section, le moment du prélèvement dans l'étalement de la crue, la date de la crue dans la saison des pluies. Ainsi les résultats obtenus en 1960-61, pour des conditions de prélèvements bien définies et limitées à la surface, présentent des variations généralement moins brutales que les résultats obtenus dans les premières mesures en 1955-56 (il semble d'ailleurs que dans ce dernier cas, les analyses aient été faites sur des quantités de troubles souvent trop faibles).

D'après les mesures faites au cours de l'année 1961, la turbidité moyenne au Banian (Bas-Mangoky) a varié entre 110 g/m^3 pour un débit moyen de 78 m^3/sec. (en novembre c'est-à-dire en fin de saison sèche) et 2730 g/m^3 pour un débit moyen de 3332 m^2/sec. (en janvier, début de la saison des pluies).

Au cours de l'année, les valeurs extrêmes de la composition granulométrique ont été les suivantes :

Argile	: 13 à 68%	Limon	: 13 à 47%
Sable fin	: 2 à 58%	Sable grossier	: 0 à 4%

Durant une période plus récente, des prélèvements faits du 9 décembre 1961 au 2 mars 1962, pendant les premières crues et les crues les plus importantes de la saison des pluies, ont montré qu'en surface, la composition granulométrique moyenne était la suivante (moyennes des pourcentages des différentes fractions) :

Argile : 59% — Limon : 19% — Sable fin : 20% — Sable grossier : 2%.

[1] Y. Bresson (1956).

Ces prélèvements, au nombre de 38, correspondent aux hautes eaux de toutes les crues notables pendant la première partie de la saison des pluies. Pour une même fraction granulométrique, les variations des pourcentages restent dans un domaine relativement étroit. Pendant cette même période, la turbidité a varié entre 814 et 2642 g/m^3, et le débit moyen mesuré entre 775 et 3550 m^3/sec.

D'après les prélèvements faits en fin de saison des pluies et toujours en surface, il semble que les teneurs en sables fins aient tendance à augmenter (moyennes eaux). Ces teneurs augmentent également quand la turbidité diminue (moyennes eaux de décrue et basses eaux de saison sèche). Durant cette période, la composition granulométrique se situerait plus fréquemment dans les limites suivantes :

Argile	: 30 à 40%	Limon	: 20 à 30%
Sable fin	: 30 à 50%	Sable grossier	: 0%

Il paraît d'ailleurs normal qu'on observe, dans les matériaux transportés, des pourcentages plus élevés pour la fraction argileuse en début de saison des pluies. En effet, c'est pendant cette période, que l'érosion des horizons de surface dans les sols du bassin versant est la plus active.

D'après les premières séries de mesures effectuées au Banian et en appliquant la relation entre débit et turbidité [1], Y. Bresson a calculé que la quantité de matériaux en suspension transportés annuellement, à l'exclusion des transports de fond, aurait varié, pour la Mangoky au Banian, entre 5,5 et 19,2 millions de tonnes au cours de la période 1952-55. Ces chiffres, dont l'ordre de grandeur reste très approximatif, représentent des érosions moyennes comprises entre 100 et 350 tonnes/km^2, soit une érosion moyenne annuelle de 0,15 mm d'épaisseur sur l'ensemble du bassin versant.

D'après la courbe provisoire établie sur l'ensemble des résultats obtenus jusqu'en 1962 (cfr fig. 66), on voit que la densité des mesures est encore faible pour des débits supérieurs à 2000 m^3/sec. Or, c'est précisément les fortes crues qui sont les plus efficaces et les plus significatives pour le potentiel d'érosion. Dans les conditions morphoclimatiques du versant occidental, la notion de crise, de paroxysme, ne doit jamais être perdue de vue, aussi bien dans les précipitations que dans les modalités d'écoulement.

Cette réserve faite, si l'on se réfère, pour le Mangoky au Banian, à un débit moyen annuel d'environ 450 m^3/sec, d'après l'ensemble des mesures effectuées la charge moyenne en suspension serait de 260 g/m^3. Elle pourrait atteindre 1,5 à plus de 2 kg/m^3 lors des fortes crues annuelles.

Cette charge moyenne correspond à une érosion sur l'ensemble du bassin versant d'environ 3,69 millions de tonnes, chiffre nettement inférieur à ceux évalués d'après les premières mesures. Ce chiffre correspond à une érosion moyenne de 69 t/km^2/an ou 0,69 t/ha/an. En admettant une densité moyenne du sol égale à 1,5 t/m^3 la tranche de terre enlevée annuellement aurait une épaisseur de 0,046 mm [2].

[1] Selon Y. Bresson, la corrélation turbidité-débit serait linéaire et représentée par l'équation : Turbidité (g/m^3) = 0,82 × Débit (m^3/sec.) − 162 entre 300 et 3000 m^3/sec. L'auteur en souligne le caractère provisoire.

[2] D'après G.B. Lopatine, in L.B. Roukhine (1955, tableau XXVII), la moyenne des dépôts dans les eaux de rivières africaines serait de 291 g/m^3. La même auteur donne pour l'ensemble de l'Afrique un chiffre moyen d'érosion annuelle de 0,048 mm.

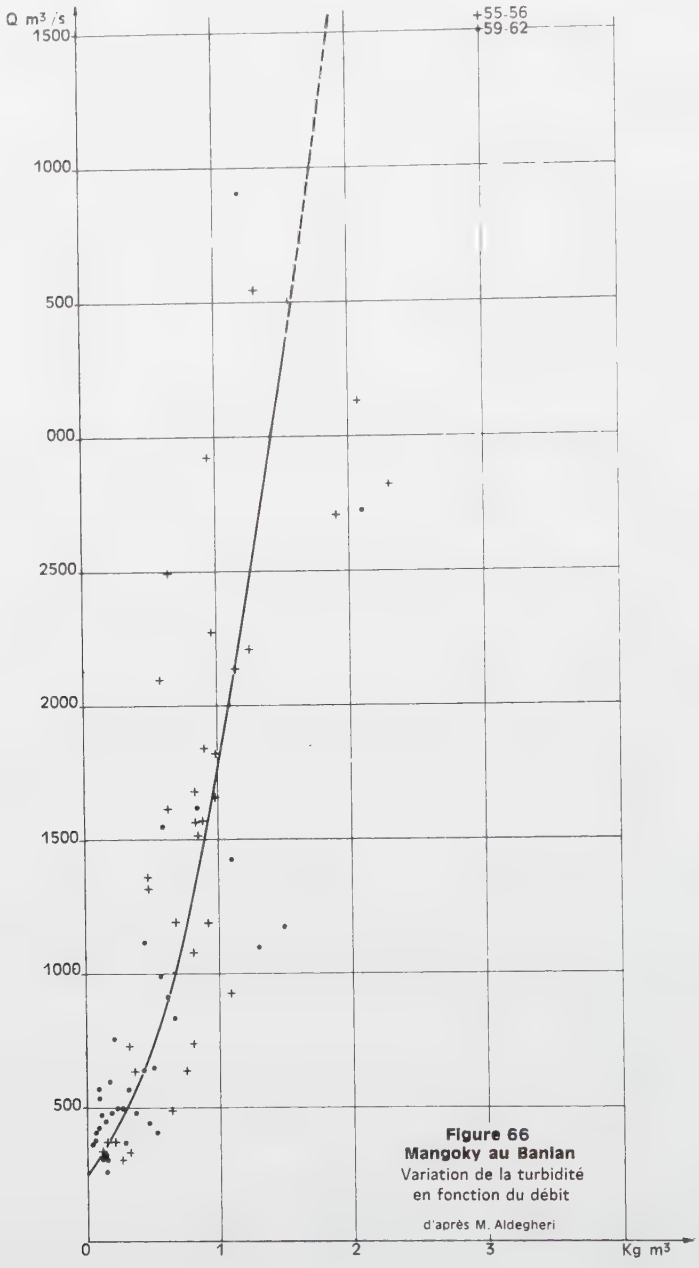


Figure 66
Mangoky au Banian
Variation de la turbidité
en fonction du débit
d'après M. Aldegheri

B. BETSIBOKA-IKOPA

D'après les mesures effectuées par la Section d'Hydrologie en 1955-56 et surtout en 1961 [1], on constate les faits suivants :

[1] M. ALDEGHERI et M. ROCHE (1964), t. C, pp. 75-82.

Sur la Betsiboka, en saison des pluies, de janvier à avril, la turbidité est élevée, le plus souvent supérieure à 1 kg/m^3. Pour des mesures faites sur une transversale en surface, la turbidité moyenne a varié entre 900 g/m^3 pour un débit moyen de 226 m^3/sec. et 3574 g/m^3

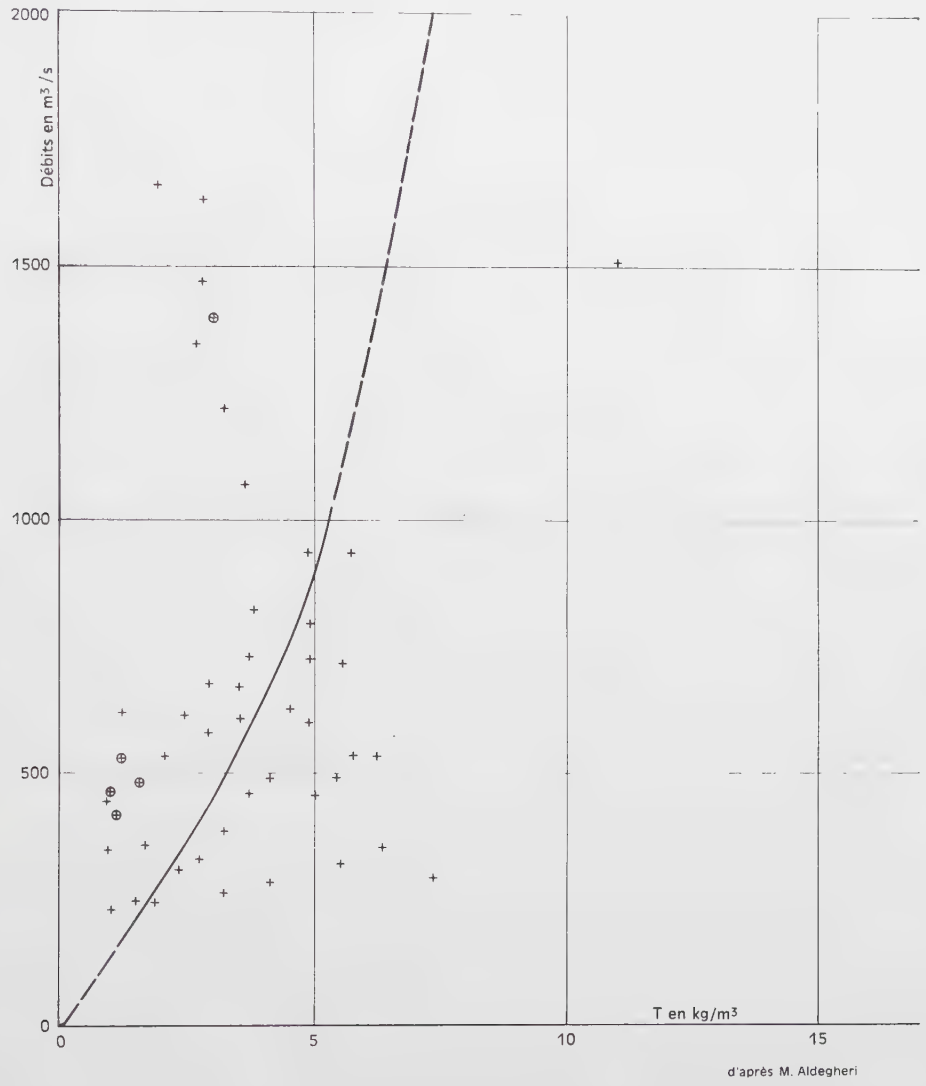


Figure 67
Variation de la turbidité des eaux de la **Betsiboka** en fonction du débit à **Ambodiroka**

pour un débit moyen de 608 m^3/sec., mais la corrélation turbidité-débit est très lâche (cfr fig. 67). Pour des mesures effectuées en un ou plusieurs points du fleuve au cours des crues, la turbidité a varié entre 900 g/m^3 pour un débit de 345 m^3/sec. et 11.400 g/m^3 pour un débit de 1509 m^3/sec.

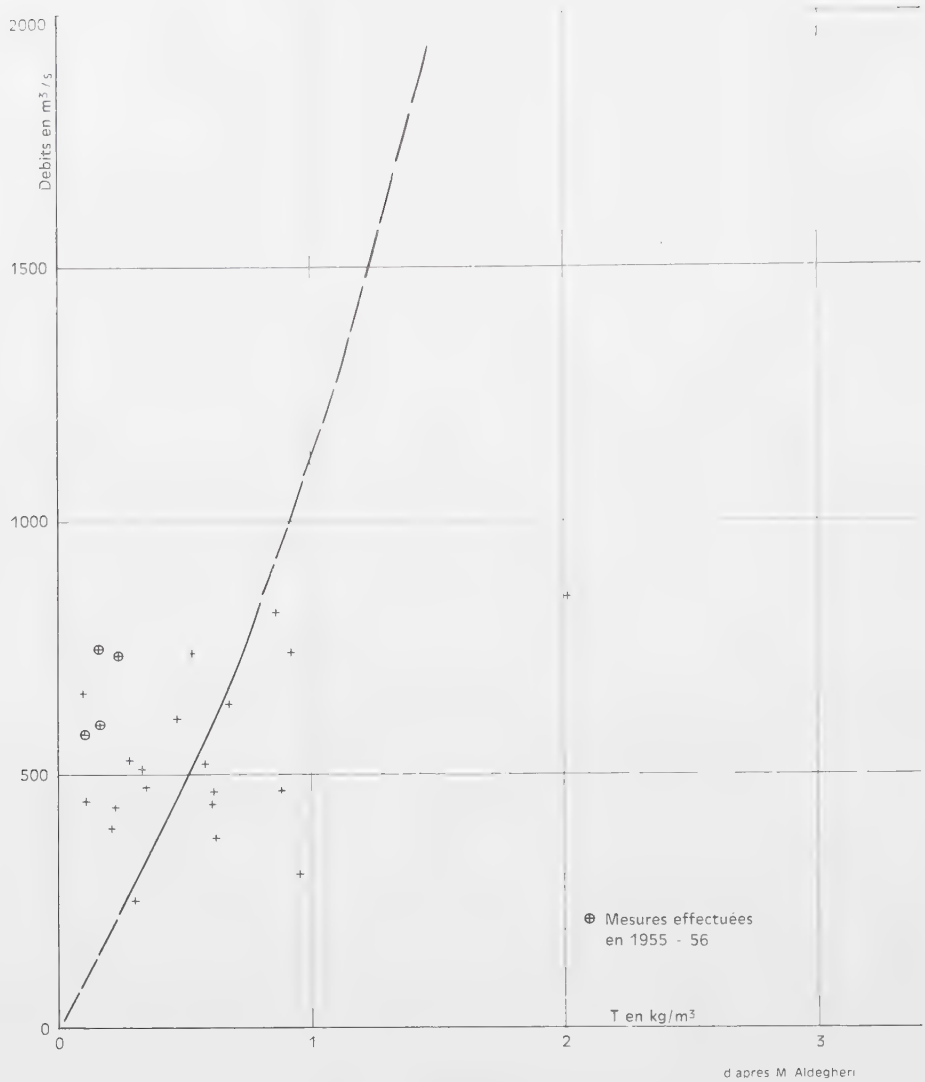


Figure 68
Variation de la turbidité des eaux de l **Ikopa**
en fonction du débit à **Antsatrana**

Sur l'Ikopa, en mars et avril 1961, la turbidité moyenne a varié entre 100 g/m³ pour un débit de 579 m³/sec. et 930 g/m³ pour un débit de 735 m³/sec. Là aussi, la corrélation entre charge et débit est difficile à établir pour l'instant (cfr fig. 68).

Pour les prélèvements effectués en 1961, les valeurs extrêmes de la composition granulométrique ont été les suivantes :

	Betsiboka (103 échantillons)	Ikopa (23 échantillons)
Argile	10 à 64%	40 à 58%
Limon	5 à 54%	19 à 43%
Sable fin	0 à 60%	9 à 32%
Sable grossier	0 à 19%	0 à 2%

Pour la même période et les mêmes échantillons, la composition granulométrique moyenne a été la suivante (moyennes des pourcentages des différentes fractions).

	Betsiboka	Ikopa
Argile	39%	48%
Limon	30%	32%
Sable fin	27%	19%
Sable grossier	3%	1%

Ces prélèvements ayant été faits en saison des pluies, si l'on compare avec les prélèvements faits à la même saison sur le Mangoky, on voit que pour ce fleuve, la fraction argileuse est nettement supérieure à la fraction limoneuse. Dans les cas de la Betsiboka et de l'Ikopa, la fraction limoneuse est également assez importante (30%) et par suite la fraction argileuse moins élevée. Mais dans l'ensemble, ces pourcentages moyens et extrêmes sont du même ordre de grandeur que ceux observés pour les transports en suspension du Mangoky.

L'importance de la fraction limoneuse dans le cas Betsiboka-Ikopa peut s'expliquer par le fait que les mesures sur ces cours d'eau ont été faites pratiquement en aval du cristallin, alors que sur le Mangoky intervient également une grande partie de la zone sédimentaire. De plus, pour des raisons morphoclimatiques et peut-être structurales, l'érosion des sols est plus avancée dans les bassins versants cristallins de l'Ikopa et de la Betsiboka où la contribution aux apports alluviaux provient surtout, comme nous l'avons souligné à plusieurs reprises, de l'écorce d'altération assez riche en limons (cfr 2° partie, chap. III et 4° partie, chap. IV). Cette écorce d'altération est d'ailleurs plus discontinue et moins homogène dans le bassin cristallin du Mangoky, pour des raisons climatiques.

En se basant sur les modules annuels de la Betsiboka et de l'Ikopa, mesurés de 1948 à 1962, et sur la relation provisoire entre débit et turbidité (cfr fig. 67 et 68), M. ALDEGHERI et M. ROCHE ont calculé que l'érosion moyenne annuelle serait de 361 t/km^2 pour l'Ikopa et de 1660 t/km^2 pour la Betsiboka.

Ces chiffres correspondent à une ablation annuelle sur l'ensemble du bassin versant de 0,24 mm pour l'Ikopa, et de 1,1 mm pour la Betsiboka, valeurs par conséquent beaucoup plus élevées que dans le cas du Mangoky bien qu'ayant trait à l'ablation dans des bassins versants uniquement cristallins et à écorce d'altération bien développée. De plus, ces valeurs sont assez différentes entre elles malgré l'analogie géologique et pédologique des deux bassins. Cependant, dans le cas du Mangoky, outre la présence d'un bassin sédimentaire étendu, on peut invoquer également à ce propos le degré d'altération différent des roches mères des bassins versants même dans le massif ancien et une agressivité climatique moindre. Ainsi, par exemple, la capacité érosive, exprimée par l'indice de FOURNIER p^2/P, et rapportée à la surface et à la pluviométrie sur chaque bassin, a une valeur de 51 pour le Mangoky contre 101 pour la Betsiboka-Ikopa.

2 Évaluation théorique du potentiel d'érosion

Faute de mesures suffisamment nombreuses, et les mesures faites ne concernant que trois cours d'eau, il nous a paru intéressant de tenter une évaluation théorique des apports sur

le versant occidental de Madagascar. Aussi, avons-nous pensé que les corrélations linéaires, établies par F. FOURNIER à partir de données mondiales, pouvaient trouver là une application régionale.

Rappelons que ces corrélations ont été établies entre la dégradation spécifique (en tonnes/km^2/an) de bassins versants dont la superficie S est supérieure à 2000 km^2 et le coefficient $C = p^2/P$ (cfr 2° partie, chap. VI). Le résultat final se traduit mathématiquement par quatre équations [1] dont deux seulement sont applicables dans le cadre du versant occidental malgache, c'est-à-dire pour des bassins versants dont le coefficient orographique H^2/S est supérieur à 6. Ces deux équations sont les suivantes :

(a) D.S. = 52,49 C − 513,21 (valable pour C > 9,7)
(b) D.S. = 91,78 C − 737,62 (valable pour C > 8)

L'équation (a) s'applique aux régions à relief accentué situées sous tous climats, sauf sous climat semi-aride; l'équation (b) aux régions à relief accentué sous climat semi-aride.

Pour les principaux bassins versants occidentaux, nous avons calculé p^2/P en déterminant p et P par planimétrage de cartes d'isohyètes sur fond topographique au 1/1.000.000e. Ces cartes, établies à partir des données du Service Météorologique de Madagascar, ne sont évidemment pas définitives, mais donnent une idée assez précise de la répartition des pluies.

On peut ainsi classer les bassins versants soit selon leur dégradation spécifique D.S., soit d'après la quantité de matériaux théoriquement enlevés sur l'ensemble de chaque bassin. L'équation (b) a été appliquée aux bassins semi-arides, c'est-à-dire à pluviosité P inférieure à 1000 mm [2]. Ces bassins sont ceux des cours d'eau suivants : Fiherenana, Onilahy, Mangoky, Morondava. L'équation (a) a été appliquée aux autres bassins versants. Les résultats obtenus pour chacun des principaux bassins versants occidentaux, en allant du Sud au Nord, figurent dans le tableau XXIII.

On constate que les taux théoriques de dégradation spécifique calculés selon les équations précédentes, sont assez homogènes du point de vue géographique. En effet, ils sont très élevés pour tout l'ensemble du versant occidental et, mis à part le cas des bassins de la Morondava et du Mangoky, on observe un certain accroissement du Sud vers le Nord, ce qui reflète une couverture d'altération de plus en plus homogène sous un climat de plus en plus agressif.

Puisqu'il s'agit des principaux bassins versants occidentaux, en faisant la somme de ces résultats pour les pertes en terre, on aura une estimation de l'érosion sur l'ensemble du versant occidental de Madagascar. Ainsi, ces pertes en terre seraient en moyenne de 4360 t/km^2/an, soit une érosion moyenne annuelle de 2,9 mm. Ce chiffre est près de 3 fois supérieur à celui estimé d'après les mesures de débit solide sur la Betsiboka, et près de 6 fois supérieur au chiffre donné par F. FOURNIER pour la hauteur de terre érodée en moyenne annuellement sur le continent africain (0,5 mm).

[1] F. FOURNIER (1962), p. 3.

[2] Nous avons retenu comme moyenne annuelle de température sur le versant occidental le chiffre de 24 °C. Pour définir la semi-aridité, F. FOURNIER s'est basé sur la relation établie par L. TURC entre évapotranspiration et pluviosité. Cette formule est : $E = P/(0{,}9 + P^2/L^2)$ avec $L = 300 = 25\,T + 0{,}05\,T^3$.
Pour un climat aride $E = P$ et la relation s'écrit : $P = 0{,}316\,L$
En climat semi-aride on double cette hauteur d'eau $PP = 0{,}632\,L$

L'érosion sur l'ensemble des terres émergées serait, toujours d'après FOURNIER, de 0,407 mm, chiffre déjà considérable comme l'a remarqué J. TRICART [1], et qui correspondrait à une ablation de 400 m pendant le Quaternaire. Selon ce taux d'érosion, le temps nécessaire à l'ablation moyenne de 1 m de sol à la surface terrestre serait d'environ 2500 ans, alors que sur le versant occidental malgache, il faudrait seulement 350 ans d'après les calculs précédents, 900 ans d'après les mesures de débit solide sur la Betsiboka, 22.000 ans d'après les mesures sur le Mangoky.

Tableau XXIII

PERTES EN TERRES THÉORIQUES SUR LES PRINCIPAUX BASSINS FLUVIAUX DU VERSANT OCCIDENTAL MALGACHE [2]

Bassins fluviaux	p	P	$C = p^2/P$	D.S. (t/km²/an)	Surface S (km²)	Pertes en terre (millions t/an)
Onilahy *	724	187	48	3668	30610	112,3
Fiherenana *	716	196	54	3218	6660	21,4
Mangoky *	947	251	66	5320	52430	284,2
Morondava *	965	315	103	8716	4600	40,1
Tsiribihina	1382	344	86	4001	46300	185,2
Manambolo	1420	344	83	3843	10170	39,1
Manambaho	1677	439	115	5523	7440	61,0
Sambao	1561	436	122	5891	7590	44,7
Mahavavy Sud	1604	437	119	5733	18400	105,5
Betsiboka-Ikopa	1646	428	111	5313	44190	234,8
Mahajamba	1594	460	133	6468	13780	89,1
Sofia	1437	431	129	6278	26140	164,1
Sambirano	1938	503	130	6310	2750	17,3
Mahavavy Nord	1764	422	101	4788	2940	12,2

Certes Madagascar, étant donné son relief et les conditions morphoclimatiques qui y règnent actuellement, constitue un cas limite. Cependant, bien que les manifestations de l'érosion accélérée actuelle y soient parfois spectaculaires, les taux d'érosion précédemment calculés d'après les équations de FOURNIER où les mesures, encore provisoires, sur la Betsiboka, apparaissent comme très élevés. Si ces chiffres correspondaient dans certains cas à la réalité, il ne pourrait s'agir que d'une érosion extrêmement violente, locale et temporaire, et non de moyennes. L'estimation d'après les mesures de débit solides sur le Mangoky, faites d'ailleurs sur une plus longue période, est certainement plus proche de la réalité.

Pour conclure, et à moins de concevoir que le taux d'érosion ait augmenté d'une manière considérable à l'époque historique, il semble que les mesures de débit solide soient à revoir dans le cas de la Betsiboka, alors que dans le cas du Mangoky, elles semblent fournir une corrélation satisfaisante entre érosion et sédimentation. D'après les pertes en terre calculées sur les mesures de débit solide, un remblaiement analogue à celui du delta du Mangoky

[1] J. TRICART (1961a).

[2] Données établies d'après les équations de F. FOURNIER (1960) (1962). Un astérique * indique les bassins classés en climat semi-aride. D.S. = dégradation spécifique.

sur 100 m d'épaisseur, aurait nécessité pour se constituer une période de temps de 100.000 ans, ce qui n'est pas impossible. Si l'on se base sur la dégradation spécifique théoriquement calculée, la même hypothèse aboutit à une durée de 150 ans, ce qui est inconcevable. De même, le remblaiement de la baie de Bombetoka (Basse-Betsiboka), tel qu'il apparaît actuellement et sur une épaisseur de 100 m aurait nécessité, pour se constituer, une période de 1500 ans avec un taux d'érosion de 1660 t/km^2/an (calculé d'après les débits solides). Ce délai est également difficile à admettre, même si l'on tient compte des dépôts sur le plateau continental.

3 Essai de classement relatif des bassins fluviaux du point de vue de l'érosion

Étant donné le caractère provisoire des données sur les valeurs absolues du potentiel d'érosion, nous tenterons d'évaluer dans quelle mesure chaque bassin versant contribue aux apports alluviaux, et nous proposerons un classement relatif.

L'énergie du relief et l'agressivité climatique sont les deux facteurs essentiels de l'érosion. Nous admettrons que la pseudo-steppe est le couvert végétal le plus répandu — sauf dans les bassins de l'Extrême-Nord où la végétation forestière domine — et intervient par conséquent d'une manière homogène [1]. Le produit des facteurs relief-climat se traduit dans la quantité de matériaux enlevés et transportés : il représente « l'énergie d'érosion ».

Le coefficient orographique H^2/S et le coefficient $C = p^2/P$ définis et utilisés par F. Fournier (cfr 2° partie et paragraphe précédent) sont la représentation simple et logique de l'énergie du relief et de l'agressivité climatique. Nous avons calculé leur produit pour chacun des principaux bassins versants occidentaux et nous avons appelé cette valeur coefficient d'érosion potentielle (*ERP*) :

$$ERP = H^2/S \times p^2/P.$$

Pour pouvoir comparer les bassins versants du point de vue intensité des apports, il était nécessaire de faire intervenir la surface de chaque bassin. Pour cela, nous avons utilisé un coefficient de proportionnalité S/S_1, S étant la surface de chaque bassin et S_1 la surface du plus grand bassin (celui du Mangoky) choisie comme unité. Les résultats obtenus sont présentés dans la tableau XXIV.

L'indice d'intensité des apports *IA* est donc le produit du coefficient d'érosion potentielle par ce coefficient. L'indice d'intensité relative *IR* est établi en prenant comme unité d'indice *IA* celui du bassin du Mangoky.

Le premier ensemble comprend des cours d'eau ayant constitué des plaines de niveau de base ou des deltas embryonnaires (exception pour l'Onilahy dont l'estuaire se prolonge par un canyon sous-marin).

Le second ensemble comprend des cours d'eau à bassin versant étendu dont les apports ont contribué à la construction des deltas typiques externes ou « internes ».

Le troisième ensemble comprend des cours d'eau ayant construit des deltas externes particulièrement étendus et actifs, malgré la faible superficie de leur bassin versant.

[1] Les bassins du Sambirano et de la Mahavavy du Nord se classent parmi les bassins les plus actifs du point de vue de l'érosion potentielle et l'absence de végétation forestière ne modifierait pas leur classement relatif.

Par conséquent, compte tenu des données géomorphologiques dans les bas cours et sur le plateau continental, ainsi que des aspects actuels de la sédimentation fluvio-marine, ce classement relatif selon l'indice *IR* paraît satisfaisant.

Tableau XXIV

CLASSEMENT RELATIF DES BASSINS FLUVIAUX DU VERSANT OCCIDENTAL DU POINT DE VUE DE L'ÉROSION

Bassins fluviaux	H^2/S	P^2/P	*ERP*	S/S_1	*IA*	*IR*
Onilahy	16,2	48	777	0,57	443	0,7
Fiherenana	47,0	54	2538	0,12	304	0,5
Mangoky	9,2	66	617	1	607	1
Morondava	25,1	103	2585	0,08	207	0,35
Tsiribihina	11,8	86	1015	0,86	873	1,45
Manambolo	26,6	83	2208	0,19	419	0,7
Manambaho	19,0	115	2185	0,14	306	0,5
Sambao	17,1	122	2086	0,14	292	0,5
Mahavavy Sud	8,9	119	1059	0,34	360	0,6
Betsiboka-Ikopa	16,7	111	1854	0,82	1520	2,5
Mahajamba	26,5	133	3524	0,26	916	1,5
Sofia	15,7	129	2025	0,49	992	1,65
Sambirano	321,3	130	47769	0,05	2088	3,45
Mahavavy Nord	411,5	101	41561	0,05	2078	3,4

ERP : coefficient d'érosion potentielle
S/S_1 : coefficient de proportionnalité
IA : indice d'intensité absolue
IR : indice d'intensité relative

D'apres les données figurant au tableau XXIV, le classement des bassins versants, dans l'ordre des apports croissants, s'établit ainsi :

$IR < I$: Morondava, Fiherenana, Manambao, Sambao, Mahavavy du Sud, Manambolo, Onilahy.
$I \leqslant IR < 3$: Mangoky, Tsiribihina, Mahajamba, Sofia, Betsiboka-Ikopa.
$IR > 3$: Mahavavy du Nord, Sambirano.

II. LES SUBSTANCES DISSOUTES

En pays tropical, les éléments dissous dans les eaux fluviales constituent une exportation non négligeable. Aucune étude systématique n'a encore été faite dans ce domaine à Madagascar. Nous avons tenté, avec le peu de moyens à notre disposition, d'en avoir un aperçu. C'est le résultat de ces analyses, faites principalement sur les eaux du Mangoky d'une part, sur les eaux de rivières des environs de Tananarive d'autre part, que nous exposons dans ce qui suit [1].

[1] Ces prélèvements n'auraient pu être faits sans le concours du personnel de la Société d'Aménagement du Bas-Mangoky et de la Section Hydrologique du Centre ORSTOM de Tananarive. Nous sommes particulièrement reconnaissants à ces collaborateurs bénévoles.

1 Le Mangoky à la Station du Banian (basse vallée)

Dix-neuf prélèvements ont été effectués pendant la saison des pluies 1960-61, 14 prélèvements pendant la saison des pluies 1961-62, 6 prélèvements enfin de janvier à mars 1962. L'analyse des substances dissoutes a donné les résultats suivants (valeurs moyennes exprimées en mg/litre) :

	Ca [1]	Mg	K	Na	Fe	Al	Si
Période 8-12-60 au 10-4-61	6,7	5,2	4,6	5,5	0,8	0,1	6,6
Période 7-11-61 au 9-3-62	10,4	6,4	4,3	6,5	0,6	tr.	5,2
Année 1961 (27 prélèvements)	7,1	5,4	3,5	4,9	0,8	0,05	6,0
Période 1-1-62 au 2-3-62	11,4	6,2	5,2	5,8	0,4	tr.	3,7

Du 7 janvier 1961 au 9 mars 1962 (saison des pluies), les valeurs du pH des échantillons ont varié de 6,9 à 8,1, celles de la conductivité de 90 à 250 micromhos/cm à 25°C, les teneurs en chlore entre 4 et 18 mg/litre.

Au cours de l'année 1961, la valeur moyenne de la conductivité a été de 110 micromhos, celle de la teneur en chlore de 5 mg/litre et celle de la teneur moyenne en silice (SiO_2) de 13 mg/litre.

2 Le Mangoky à Tanandava (plaine deltaïque)

Cinquante-quatre prélèvements d'eaux ont été effectués à la Station de Tanandava du 21 octobre 1963 au 5 avril 1965, avec une périodicité moyenne de 8 à 10 jours.

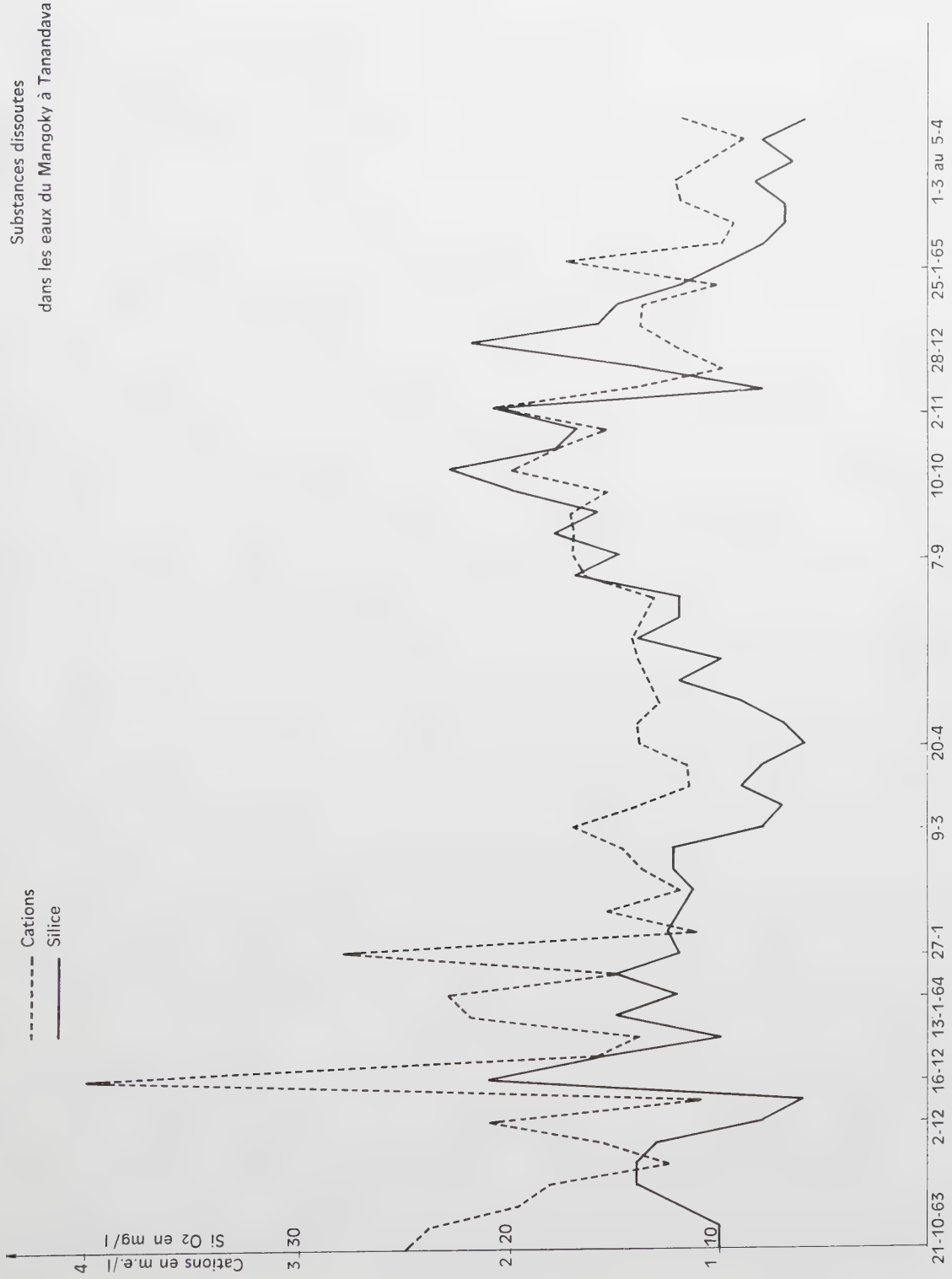
Au cours de cette période — soit deux saisons des pluies et une saison sèche — les plus fortes concentrations en éléments dissous, en particulier en silice et en cations, ont été observées les deux ou trois premiers mois de la saison des pluies (nov.-déc.-janv.). Les concentrations les plus faibles se répartissent, semble-t-il, en fin de saison des pluies (cfr fig. 69). Nous retrouverons un phénomène analogue dans le cas de petits bassins versants sur les Hauts-Plateaux.

Dans le tableau XXV figurent d'abord — colonnes (1) et (2) — deux exemples d'analyses de substances dissoutes, l'un avec une concentration élevée, l'autre avec une concentration faible. Puis, nous avons noté l'intervalle de variations des résultats pendant la période considérée — colonne (3) — enfin les valeurs moyennes calculées sur cette même période — colonne (4).

On voit sur ce tableau que, parmi les cations, le calcium domine nettement. Viennent ensuite, dans l'ordre des teneurs décroissantes : sodium, magnésium, potassium. L'importance relative des carbonates s'explique par l'étendue du bassin sédimentaire dans le cas du Mangoky.

[1] Les teneurs moyennes en calcium sont anormalement faibles par rapport aux résultats obtenus par la suite à Tanandava.

Figure 69
Substances dissoutes
dans les eaux du Mangoky à Tanandava



La teneur en silice (SiO_2) est en moyenne de 15 mg/litre, soit environ 11,5% des substances dissoutes. Cette teneur moyenne diffère peu de celle (16,1) donnée par G. ROUGERIE pour les rivières de Côte-d'Ivoire au voisinage de l'embouchure [1]. Elles sont inférieures aux chiffres cités par J. CORBEL [2] d'après les études américaines en climat tropical chaud et sec : 25 mg/litre pour le Rio Grande, 22 mg/litre pour la rivière Nueces. Par contre, le même auteur cite pour les eaux de l'Amazone (climat chaud et humide équatorial) une teneur moyenne en silice de 18 mg/litre.

Tableau XXV

COMPOSITIONS DES SUBSTANCES DISSOUTES DANS LES EAUX DU MANGOKY À TANANDAVA

Date des prélèvements	(1) 27-1-64	(2) 29-3-65	(3) Période du 21-10-63 au 5-4-65	(4)
pH	7,8	8,0	7,2-8,3	
Conductivité en micromhos/cm à 25°C	250	70	70-250	
		Teneurs en mg/litre		
Ca	31,6	12,0	10-52	16
Mg	6,8	2,9	1,8-12	4,2
K	7,8	1,9	0,4-8	2,8
Na	10,1	7,1	3,9-15	7,8
Cl	14,2	5,7	3-16	7
SO_4	6,2	tr.	tr.-31	12
CO_3H	131,1	61,0	45-136	73
Fe	0,04	tr.	tr.-0,3	0,05
Al	0,03	tr.	tr.-0,1	tr.
Si	5,5	3,7	2,7-10,6	6,9
Substances dissoutes	215	95	90-220	130

Colonnes (1) et (2) : Eaux à forte et faible concentrations en substances dissoutes.
Colonne (3) : Valeurs extrêmes.
Colonne (4) : Valeurs moyennes.

3 Petits bassins versants cristallins dans la région de Tananarive

Du 23 novembre 1963 au 15 mars 1965, des prélèvements ont été faits avec une périodicité moyenne de 8 jours, sur les rivières suivantes :

Cours d'eau et localité	Surface du bassin versant en km²
Ikopa (Anosizato)	1595
Sisaony (P.K.22)	630
Katsoaka (route d'Arivonimamo)	545
Andromba (route d'Arivonimamo)	510
Mamba (pont de Sabotsy)	

[1] G. ROUGERIE (1961).
[2] J. CORBEL (1957).

Les résultats concernant la composition moyenne des substances dissoutes sont rassemblés dans le tableau XXVI. Par rapport à la composition moyenne des eaux d'un grand bassin mixte comme celui du Mangoky, on constate une nette diminution des teneurs en cations. L'ordre d'importance décroissante de ces cations est : calcium, sodium, potassium, magnésium. Les teneurs en carbonates sont également faibles alors que celles en fer et en alumine, tout en restant tres faibles, sont sensiblement plus élevées.

Tableau XXVI

COMPOSITION MOYENNE DES SUBSTANCES DISSOUTES DANS LES EAUX DE RIVIÈRES DES ENVIRONS DE TANANARIVE
(65 échantillons pour chaque cours d'eau)

	Ikopa	Sisaony	Katsoaka	Andromba	Mamba
pH (valeur modale)	7,2	7,4	7,1	7,1	7,2
Conductivité en micromhos/cm à 25°C	11-27	13-34	11-37	14-27	29-45
	Eléments en mg/litre				
Ca	1,8	2,8	2,6	2,6	2,8
Mg	0,5	0,7	1,8	0,8	1,0
K	0,8	1,4	1,2	2,1	1,5
Na	1,8	2,5	2,1	2,3	3,2
Cl	3,9	3,9	3,9	3,9	4,3
SO_4	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
CO_3H	11,6	17,7	18,0	16,5	17,7
Fe	0,15	0,2	0,2	0,2	0,2
Al	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03
Si	4,6	6,5	6,6	6,2	6,5
Substances dissoutes	25	36	37	35	36

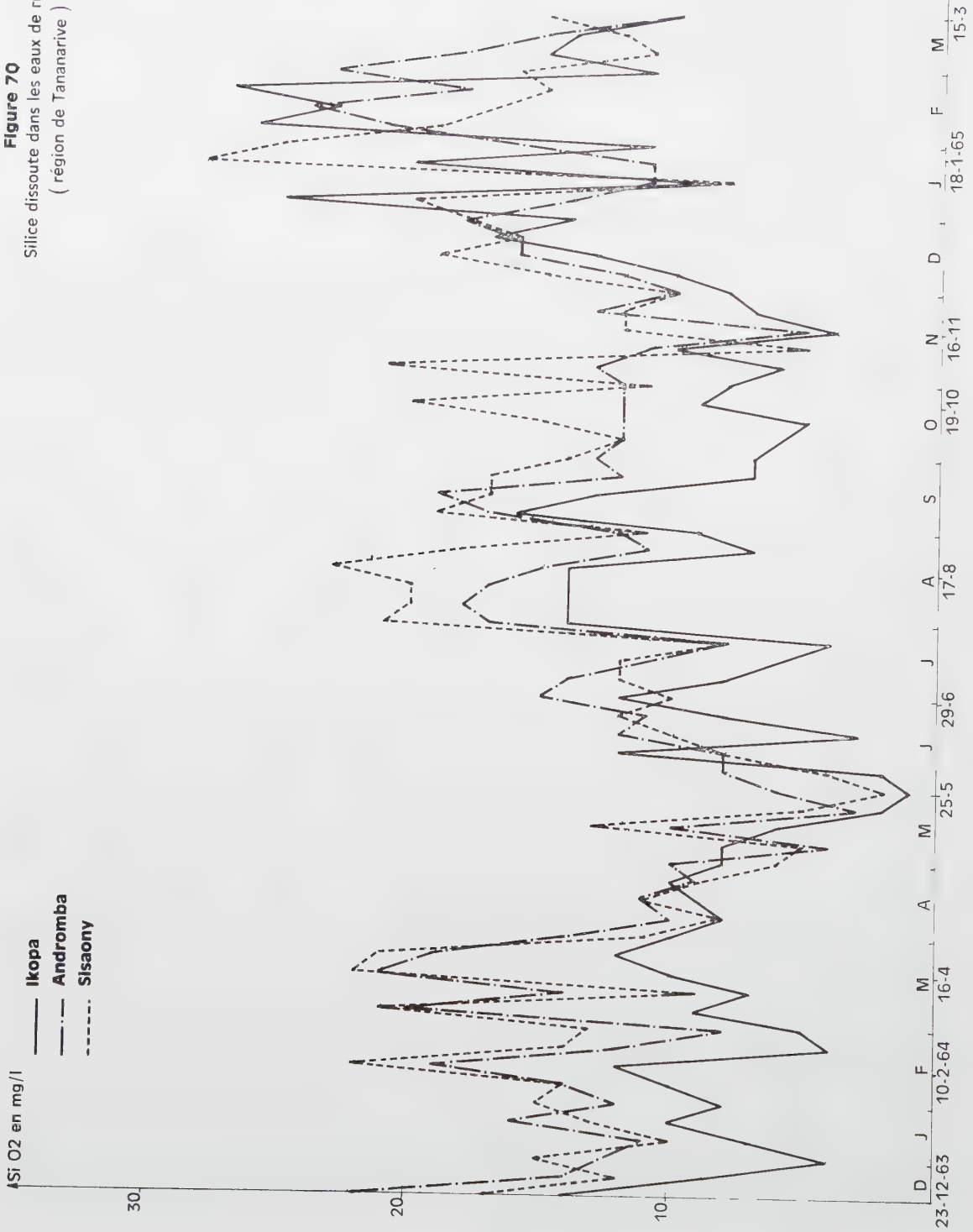
Toujours par rapport aux eaux du Mangoky, on constate que la teneur en silice n'est guère différente, puisque sa valeur moyenne est 13,7 mg/litre, soit légèrement plus faible.

Sur la période de prélèvement considérée, il semble qu'on puisse provisoirement définir un cycle de variations annuel dans les teneurs en éléments dissous, en particulier pour la silice, les variations des teneurs en cations étant beaucoup plus faibles (cfr fig. 70 et 71).

Comme dans le cas du Mangoky, et malgré des teneurs en substances dissoutes beaucoup plus faibles, on observe les teneurs les plus élevées pendant la saison des pluies (décembre à mars) et les teneurs les plus faibles à la fin de cette saison, c'est-à-dire en avril-mai. De plus, à la différence de ce que nous avons vu pour le Mangoky, on observe au milieu de la saison sèche (juillet-août) des maximums plus ou moins bien individualisés, puis à nouveau un minimum en fin de saison sèche (cfr fig. 70 et 71).

Étant donné qu'il s'agit de petits bassins versants à écorce d'altération épaisse et assez homogène, peut-être faut-il voir dans ces maximums secondaires de saison sèche les apports en substances dissoutes dus surtout à l'écoulement et à l'assèchement des nappes qui, on le sait, constituent des réserves importantes dans les régions où l'écorce d'altération est bien

Figure 70
Silice dissoute dans les eaux de rivières
(région de Tananarive)



développée et se comporte comme une roche magasin. Les maximums de saison des pluies seraient au contraire liés aux crues et au ruissellement superficiel. Ceci n'est qu'une hypothèse qu'il serait nécessaire de vérifier sur une plus longue période. Ces actions différenciées, en particulier celles dues aux nappes, seraient estompées dans le cas d'un grand bassin comme celui du Mangoky, à couverture d'altération plus hétérogène et à composition pétrographique variée. On remarquera d'ailleurs que dans le cas du Mangoky, la remontée des teneurs en silice et en cations se fait progressivement dès le début de la saison sèche. Contrairement aux petits bassins sur cristallin, le minimum de fin de saison sèche a disparu, minimum qui correspond à l'étiage. Cet étiage est évidemment plus prononcé sur les cours d'eau secondaires que sur les grands axes hydrographiques où la longueur du parcours permet un certain enrichissement des eaux. En particulier, la résurgence des nappes dans les terrains sédimentaires apporte des eaux de plus en plus concentrées avec l'avancement de la saison sèche.

4 Bilan des exportations sous forme de substances dissoutes

Compte tenu du peu de résultats dont nous disposons il ne peut s'agir que d'un bilan provisoire. Nous tenterons cependant d'évaluer l'importance de ces exportations dans le cas du Mangoky.

Pour ce faire, nous ne prendrons en considération que les teneurs en silice dont l'origine se trouve essentiellement dans l'ablation chimique des roches siliceuses. Or, dans le cas du Mangoky, cette ablation peut se calculer en tenant compte uniquement du socle cristallin où l'altération est beaucoup plus développée. D'ailleurs, nous avons noté que, du point de vue de la richesse en silice, les différences étaient faibles entre les eaux du Bas-Mangoky et celles des rivières des environs de Tananarive.

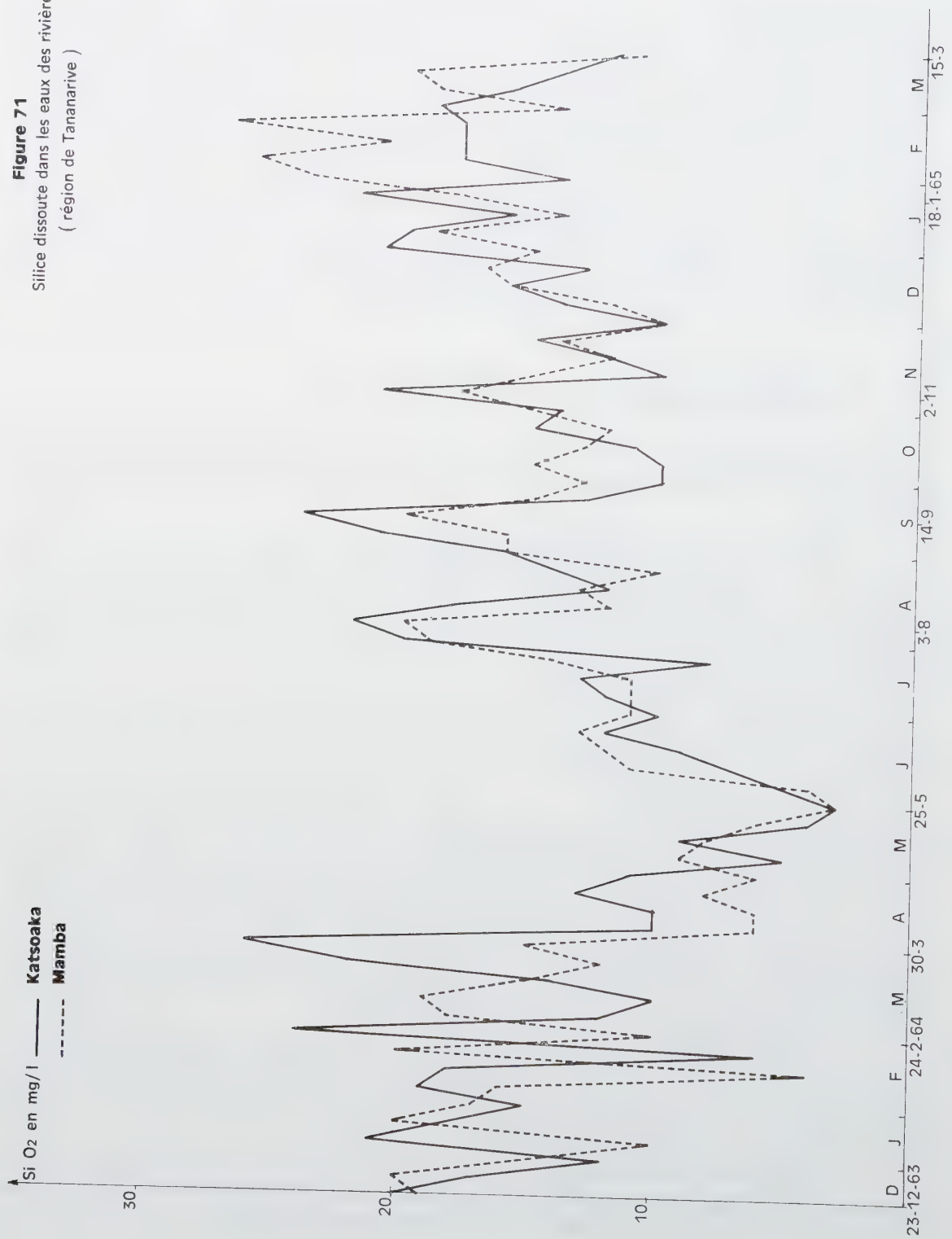
Il serait difficile d'utiliser dans un même but les teneurs en carbonates, l'essentiel de ceux-ci venant du bassin sédimentaire où la répartition des roches calcaires est assez complexe.

Si l'on considère le débit moyen annuel du Mangoky, soit 450 m^3/sec., une teneur moyenne de 15 mg/litre dans les eaux correspond à une quantité de silice enlevée annuellement d'environ 227.000 tonnes, c'est-à-dire 5,6 t/km^2 en rapportant cette quantité à la surface du bassin cristallin (32.580 km^2). Nous avons noté au chapitre VI, que les roches cristallines du socle contiennent en moyenne 68% de silice et les arènes d'altération 57%. Les précédentes quantités de silice correspondent à une érosion moyenne annuelle de 3,7 mm/millénaire pour la roche saine, de 7,9 mm/millénaire pour les arènes d'altération. Ce raisonnement ne tient pas compte des différences d'altération du quartz et des silicates.

En faisant un raisonnement identique, J. Corbel a calculé que, d'après les pertes en silice dans les eaux fluviales, l'ablation chimique des grès, granites et roches siliceuses était de 0,8 mm/millénaire dans le bassin de la rivière Nueces, de 0,4 mm/millénaire dans celui du Rio Grande, de 5 mm/millénaire dans celui de l'Amazone.

Les valeurs malgaches dans le cas du Mangoky sont donc assez élevées. Selon J. Corbel, les valeurs moyennes de l'érosion chimique par la silice en solution seraient de 0,4 mm/millénaire en pays tropical à période sèche, de 4 à 9 mm en pays équatorial.

Figure 71
Silice dissoute dans les eaux des rivières
(région de Tananarive)



Nous avons vu précédemment que, d'après les mesures de débit solide, l'érosion mécanique sur le bassin du Mangoky pouvait être estimée à environ 45 mm/millénaire soit 5 à 10 fois plus que l'érosion chimique par les substances en solution. On a le même ordre de grandeur pour l'Amazone où l'érosion calculée d'après les transports solides atteint 50 mm/millénaire [1].

En ce qui concerne le versant occidental malgache, ces faits confirment la nette prédominance de l'érosion mécanique sur l'ablation par dissolution, dans une région où l'équilibre morphoclimatique est rompu depuis un temps géologiquement court, surtout dans le massif ancien.

[1] J. Corbel (1957).

CHAPITRE XV

L'HÉRITAGE DES BASSINS VERSANTS

Le terme « héritage » a surtout été utilisé ces dernières années à propos de la genèse des minéraux argileux [1]. Cependant, comme le remarque G. MILLOT (1964), il y a deux manières d'utiliser ce terme : un sens global faisant appel à tous les constituants figurés, colloïdaux ou en solution, hérités du passé par un milieu naturel, un sens restreint concernant les particules apportées par l'érosion.

C'est ce dernier sens que nous utiliserons ici, à savoir *l'Héritage mécanique ou détritique*. En faisant la synthèse de ce qui a été exposé en détail dans les chapitres précédents, nous distinguerons les résultats concernant la taille des particules détritiques de ceux ayant rapport à leur nature minéralogique.

1 L'héritage dimensionnel

A. LES MATÉRIAUX EN PLACE

Nous avons vu précédemment (2e partie, chap. VII) que dans le massif ancien les phénomènes d'altération pédologique aboutissaient à une arénisation ou une pulvérisation poussée du matériel. D'un point de vue global, les analyses granulométriques de cette écorce d'altération permettent de dire que la présence d'éléments grossiers — graviers ou cailloux — est locale ou limitée à des roches mères particulières telles les quartzites.

En moyenne, la fraction sableuse — particules de dimension supérieure à 0,02 mm — l'emporte sur la fraction fine, les sables fins (0,02 à 0,2 mm) étant les plus abondants. D'un point de vue statistique, les valeurs médianes des pourcentages observés pour les différentes fractions granulométriques de l'écorce d'altération sur cristallin sont, rappelons-le, les suivantes : Argile : 15% — Limon : 19% — Sables fins : 32% — Sables grossiers : 28%. Dans plus de 95% des cas, la fraction argileuse (inférieure à 2 microns) ne dépasse pas 30%, la fraction limoneuse 34%, les sables fins 56%, les sables grossiers 43%.

Dans les sols du massif ancien (horizons supérieurs), la texture dominante est argilo-sableuse à argileuse. La fraction fine diffère notablement de celle du complexe d'altération. Le rapport limon/argile, parfois très faible en surface (0,05) augmente généralement avec la profondeur pour atteindre des valeurs très fréquemment supérieures à 0,5 et souvent à 1 dans les zones de départ.

[1] Cfr en particulier G. MILLOT (1952) et A. RIVIÈRE (1952).

Dans les sols et les matériaux originels de la zone sédimentaire, c'est la fraction sableuse qui domine pour les séries gréseuses où elle constitue 60 à 80% des matériaux, dont 50 à 60% de sables grossiers. Par contre, dans les sols et matériaux dérivés de schistes, marnes et calcaires, la fraction argileuse peut atteindre 50 à 60%.

B. DÉPÔTS RÉCENTS ET SOLS ALLUVIAUX

a *Pauvreté en éléments grossiers*

Si des bancs de galets peuvent être observés localement dans les hautes vallées du massif ancien — ces galets sont d'ailleurs le plus souvent de nature quartzitique — on constate qu'à peu de distance des derniers seuils rocheux dans les terrains métamorphiques, les cours d'eau de l'Ouest ne charrient plus de galets, mais tout au plus des granules (moins de 5 mm) malgré des crues assez fortes.

Ce fait s'explique par l'importance et les caractères de la couverture d'altération du massif ancien.

Dans les basses vallées sédimentaires, où la sédimentation sableuse atteint un développement beaucoup plus important que dans le massif ancien, on constate que la grossièreté moyenne des sédiments de lit — évaluée par les valeurs de la médiane — n'excède guère 2 mm en aval du socle ancien et varie le plus souvent entre 0,25 et 0,5 mm dans les basses vallées, compte tenu des actions sélectives de triage et de dépôt.

Par ailleurs, les observations faites sur les sédiments sableux des rivières affluentes des bassins versants sédimentaires — en particulier dans celui du Mangoky — ont montré que dans les bas cours de ces rivières, la grossièreté des sédiments de lit est sensiblement du même ordre de grandeur que celle des sédiments du cours d'eau principal. Par conséquent, celui-ci les remanie sans difficulté en améliorant leur triage souvent moins bon que celui des sables en provenance du massif ancien (régime hydrologique plus irrégulier et écoulement plus chargé).

Les affluents de la couverture sédimentaire peuvent charrier des galets de roches diverses (schistes, grès ferrugineux, calcaires durs), mais ceux-ci n'atteignent qu'à de rares exceptions près le cours tout à fait inférieur et ne franchissent pas le niveau de base local de la zone de confluence. Ils s'ennoient dans les sédiments sableux ou constituent des dépôts sous berges avant d'atteindre le lit apparent du cours d'eau principal.

La présence occasionnelle dans les basses vallées occidentales de galets — surtout de quartz, plus rarement schisteux ou gréseux — doit être imputée, comme nous l'avons déjà dit — au remaniement d'alluvions anciennes ou de conglomérats de séries sédimentaires (en particulier de l'Isalo).

Cette pauvreté en galets des apports fluviatiles récents dans l'Ouest malgache confirme un fait déjà souvent reconnu dans les cours d'eau intertropicaux [1].

[1] Cfr J. TRICART (1965), p. 75 et ss.

b *Importance de la fraction limoneuse*

Les alluvions des cours d'eau intertropicaux sont également réputées pauvres en limons. Or, un caractère remarquable des sols alluviaux de l'Ouest est leur richesse relative en limon (2 à 20 microns) dont les proportions atteignent jusqu'à 40%.

Le rapport limon/argile est particulièrement élevé dans la plupart des sols de levées et de terrasses inondables, sa valeur étant le plus souvent supérieure à 0,5 et comprise entre 0,5 et 1. Dans les sols lourds de cuvettes ou de surfaces de décantation, ce rapport est un peu inférieur, généralement compris entre 0,2 et 0,5, mais la proportion de limon reste notable.

Il est très peu probable que les apports en provenance de la zone sédimentaire, aussi bien des sols que des roches mères, soient particulièrement riches en limons. En effet, il s'agit déjà de séries détritiques gréseuses ou de séries chimiques marines, par conséquent surtout argilo-sableuses ou argilo-calcaires. A notre avis, ce caractère des sols et dépôts récents peut s'expliquer par la contribution très importante à l'alluvionnement de l'écorce d'altération sur cristallin. Dans celle-ci, la fraction limoneuse est souvent importante comme en témoignent les analyses granulométriques et les valeurs du rapport limon/argile.

Ce fait est lui-même la conséquence des phénomènes d'altération. Sur le versant occidental malgache, nous avons vu que dans l'écorce d'altération, la décomposition dite allitique est plutôt exceptionnelle et ne prend un certain développement que dans le solum proprement dit, c'est-à-dire le plus souvent les horizons rubéfiés. Les processus d'altération aboutissant à la formation d'argiles alumineuses, en particulier la kaolinite, dominent (Sialitisation).

Nous avons vu également, dans l'étude chimique des fractions granulométriques de l'écorce d'altération sur cristallin, que l'enrichissement en quartz n'était vraiment important que dans les limons grossiers (20 à 50 microns) et que la fraction limoneuse (s. str.) était riche en silice combinée, en fer et en alumine, ces éléments s'y trouvant avec des teneurs du même ordre de grandeur que celles de la fraction argileuse.

Les moyens d'investigation minéralogique dans la fraction limoneuse sont limités. Cette fraction contient le plus souvent des quantités non négligeables de minéraux argileux avec une composition analogue à celle de la fraction fine [1], mais surtout des minéraux primaires en voie d'altération, entre autres des ferro-magnésiens. D'après la composition chimique, il ne s'agit pas de pseudo-limons, c'est-à-dire d'agrégats d'argile et d'oxydes. Par contre, ce pseudo-limon est fréquent dans les horizons rubéfiés, en particulier dans les sols ferrallitiques sur basaltes très riches en fer et en alumine et dans lesquels les pseudo-sables sont également abondants [2].

Si le rapport limon/argile peut être considéré comme une mesure approximative du stade d'altération dans les sols tropicaux [3], on voit que le degré des altérations du socle métamorphique dans la partie occidentale de Madagascar — et par conséquent une grande partie des Hauts-Plateaux — n'est pas aussi avancé que le laisseraient supposer à priori les

[1] L'analyse aux Rayons X de cette fraction confirme ce fait.
[2] J. Hervieu (1963).
[3] Cfr en particulier à ce sujet A. Van Wenbecke (1959) et R. Maignien (1961).

conditions morphoclimatiques, à savoir un climat tropical humide ou subhumide à saisons alternantes et un bon drainage.

Nous avons vu également que la faible usure des quartz dans les sédiments sableux récents pouvait être interprétée comme résultant de la prépondérance des apports en provenance du socle ancien et plus particulièrement de son écorce d'altération. Nous allons voir que la composition minéralogique des sables est également un argument en faveur de cette prépondérance, au moins dans cette catégorie dimensionnelle, en même temps qu'elle confirme ce que nous venons de souligner : les phénomènes d'altération dans le massif ancien sont sinon modérés, du moins limités dans leur phase ultime.

2 L'héritage minéralogique

A. Composition minéralogique des sables

La grande prépondérance du quartz dans les sédiments sableux fluviatiles de l'Ouest n'est guère surprenante étant donné la profondeur d'altération des roches métamorphiques dans une grande partie des bassins versants cristallins et l'importance des séries gréseuses à désagrégation facile dans la couverture sédimentaire. Les grains de quartz constituent en moyenne 80 à 95% des échantillons sableux.

La teneur en feldspaths est assez variable : elle semble plus élevée dans les sédiments de lit à proximité du massif ancien où, en moyenne, elle atteindrait 10 à 12%.

Nous avons vu au chapitre IX (3e partie) que les concentrations en minéraux lourds, assez élevées dans les sédiments sableux en provenance du massif cristallin, subissaient une diminution plus ou moins prononcée dans les basses vallées et les plaines deltaïques, mais que les variations demeuraient complexes en fonction des apports de la zone sédimentaire et des actions de triage locales. C'est pourquoi la variation des proportions des espèces dominantes est plus intéressante à considérer.

A la sortie du massif ancien, le cortège des minéraux transparents des sables de lit se caractérise par une très grande prédominance de l'amphibole — hornblende verte surtout — 80% en moyenne (pourcentage numérique). Les autres espèces sont dans l'ordre de fréquence décroissant : zircon, grenat, monazite — ces trois espèces étant de beaucoup les plus abondantes — tourmaline, épidote, apatite, pyroxène, disthène, staurotide, sillimanite, zoïsite, corindon.

Ce pourcentage élevé d'amphibole diminue plus ou moins dans les sédiments des basses vallées et des plaines deltaïques, mais ce minéral reste prédominant et constitue en moyenne au moins 40 à 60% des minéraux transparents, en association avec le zircon et le grenat. Cette « dilution » du pourcentage moyen d'amphibole s'explique par les apports des affluents du bassin sédimentaire si celui-ci est suffisamment étendu. Les prélèvements faits sur ces rivières, en amont de leur confluent, permettent d'avancer que le cortège moyen de leurs sédiments de lit se caractérise par l'association grenat-zircon, laquelle constitue 30 à 85% des minéraux transparents. Comme autres espèces secondaires citons : monazite (souvent plus abondante), tourmaline, rutile, apatite, épidote, staurotide, amphibole.

D'après les nombreux résultats d'analyses minéralogiques faites sur les sédiments que nous avons récoltés en diverses régions du versant occidental, il semble donc que le cortège à amphibole, ou parfois amphibole-zircon, soit caractéristique des sables actuels fluviatiles pour les cours d'eau du massif ancien.

Si l'on tient compte des caractères de l'altération et de la pédogenèse dans les bassins versants cristallins, cette prédominance de l'amphibole dans la fraction lourde est un peu surprenante. En effet, en milieu tropical ou subhumide, c'est un minéral réputé assez facilement altérable. La hornblende vient en troisième position dans la séquence de vulnérabilité décroissante établie par GOLDICH [1], avant la biotite et les feldspaths potassiques, et après l'olivine et l'augite, au même niveau que les plagioclases calco-sodiques. La biotite est abondante dans la fraction la plus grossière des sédiments fins alluviaux (levées, sables vaseux) mais elle présente souvent un début d'altération (micas verts).

Ces faits viendraient donc à l'appui de ce que nous avons déjà souligné à propos de la fraction limoneuse : les phénomènes d'altération dans le socle métamorphique, tout en étant bien développés, présentent des caractères limitatifs du point de vue intensité et stade de développement.

Il faut d'ailleurs souligner à nouveau que dans les bassins versants cristallins, plus que les horizons supérieurs rubéfiés des sols ferrallitiques ou ferrugineux, c'est surtout le complexe d'altération (horizons de départ), dont l'épaisseur dans les hauts bassins peut atteindre plusieurs dizaines de mètres, qui fournit aux tributaires des grands cours d'eau, l'essentiel des matériaux transportés.

Cependant, il faut tenir compte également des nuances de l'agressivité climatique sur le versant occidental (cfr 2e partie, chap. V). En effet, l'observation courante du complexe d'altération « in situ », dans lequel la structure originelle de la roche mère est encore le plus souvent bien visible, permet de constater qu'en général, les lits riches en minéraux ferromagnésiens, bien que libérant des oxydes de fer, résistent davantage à l'altération chimique — ou tout au moins celle-ci apparaît plus discontinue — que les lits feldspathiques ou à mica noir, rapidement kaolinisés. Ce caractère est d'autant plus net, semble-t-il, qu'on se rapproche de la bordure occidentale des Hauts-Plateaux, là où la pluviométrie annuelle diminue (entre 1 et 1,5 mm) en même temps que s'accentue le caractère déjà tranché de la saison sèche, autrement dit dans les régionx à sols ferrugineux ou faiblement ferrallitiques sans qu'on puisse tracer de limite précise.

En résumé, dans les basses vallées et les plaines deltaïques de l'Ouest malgache, l'appauvrissement relatif en amphibole et l'enrichissement en grenat et zircon constituent une indication sur l'influence des bassins versants de la zone sédimentaire (on se reportera aux figures 34, 35 et 36, 3e partie, chap. IX), dans le cas des cours d'eau à bassin versant mixte (cristallin et sédimentaire). D'après ce critère, l'influence du socle ancien métamorphique apparaît comme prépondérante dans la quasi-totalité des cas. Nous allons voir que cette conclusion ne peut être étendue systématiquement à l'ensemble des apports, en particulier aux sédiments fins.

[1] S.S. GOLDICH (1938). Cfr également M.L. JACKSON et G. DONALD SHERMAN (1953).

B. Les minéraux argileux et les oxydes et hydroxydes de fer et d'alumine

Avant de faire le bilan de détermination des minéraux argileux dans les sédiments récents et les sols alluviaux, nous rappellerons et nous résumerons les observations faites dans la deuxième partie (chap. VII) au sujet des minéraux présents dans les matériaux d'altération et les sols du massif cristallin et de la couverture sédimentaire.

a *La fraction argileuse dans les sols évolués et les matériaux originels du versant occidental*

C'est le solum qui est attaqué en premier par l'érosion, mais une fois amorcés les les phénomènes d'érosion accélérée, il fournit comparativement moins de matériaux à l'alluvionnement que les zones d'altération sous-jacentes ou les roches mères peu consolidées. En effet, l'incision rapide et spectaculaire (« lavakas ») du manteau d'altération du socle, la désertification biologique et la formation de « bad-land » dans les roches tendres de la zone sédimentaire, sont des facteurs favorables au déblaiement rapide des matériaux et à leur transport vers les axes hydrographiques.

On constate que dans la quasi-totalité des profils étudiés, l'évolution en place de la fraction argileuse, du bas vers le haut du profil, se fait dans le sens d'une « kaolinisation » de plus en plus poussée, quand ce minéral n'était déjà pas seul présent dans la roche altérée. Ce phénomène s'accompagne d'une augmentation plus ou moins nette de la richesse en hydroxydes et oxydes de fer et dans certains cas en hydroxydes d'alumine.

La gibbsite a été observée en quantités parfois notables dans certains sols ferrallitiques typiques de la zone humide, en particulier ceux dérivés de roches basaltiques basiques. Ce minéral est beaucoup moins fréquent dans les autres types de sols rubéfiés des zones subhumide et semi-aride : il se trouve en faible quantité dans certains sols faiblement ferrallitiques ou certains sols rouges de décalcification et est présent seulement à l'état de traces dans les sols ferrugineux tropicaux. La goethite est fréquente dans la fraction argileuse de ces types de sols, mais le plus souvent en quantités modérées. La présence d'hématite en faible proportion n'est pas rare.

Ainsi dans la plupart des sols sur cristallin (ferrallitiques et ferrugineux ou fersiallitiques), la kaolinite constitue l'essentiel de la fraction argileuse. L'illite est parfois présente en faibles quantités ou à l'état de traces. Exceptionnellement dans certains sols ferrugineux tropicaux (cfr profil nº 15), elle peut constituer 40 à 50% de la fraction argileuse.

Par contre dans beaucoup de sols formés sur roches sédimentaires, même très ferruginisés et rubéfiés, la montmorillonite, déjà présente et dominante dans le matériau originel, subsiste en association avec la kaolinite dans les horizons supérieurs du profil. La montmorillonite devient largement prépondérante, ou est seule présente, dans les sols dérivés de roches marneuses ou calcaires : sols calco-magnésimorphes, vertisols. Dans ces sols, on note également des traces d'illite et la présence fréquente de calcite.

Compte tenu de la répartition des sols sur le massif ancien et des résultats dont nous disposons, on peut également affirmer que sur le versant occidental du socle métamorphique, le complexe d'altération — zones de départ — possède fréquemment une fraction argileuse dans laquelle la kaolinite, le plus souvent bien cristallisée, domine fortement ou est le seul minéral argileux.

Ce fait confirme ce qui a été constaté dans de nombreuses régions du globe, dans des conditions morphoclimatiques analogues. On peut également dire que sur le versant occidental malgache, exception faite pour les régions du Sambirano et du Tsaratanana plus humides et certains massifs volcaniques crétacés ou plio-quaternaires [1], l'« allitisation », c'est-à-dire les processus aboutissant à l'élimination totale de la silice originelle et à la formation d'hydrates d'alumine [2], est peu marquée et la gibbsite n'est souvent présente qu'à l'état de traces. La goethite est très fréquente mais rarement en quantité importante.

En ce qui concerne les autres minéraux argileux, les résultats dont nous disposons permettent de penser que seule l'illite se retrouvera en faible proportion — 10 à 20% en moyenne — dans les apports alluviaux en provenance du massif ancien. L'origine de ce minéral se trouve essentiellement dans la partie la plus occidentale du socle, en particulier dans les horizons profonds de sols ferrugineux tropicaux ou dans les matériaux d'altération de certaines roches mères (micaschistes, cipolins).

Nous avons vu que la montmorillonite avait pu être observée dans quelques cas, dans les matériaux d'altération du socle, mais sa contribution dans la composition des argiles héritées par les alluvions du massif ancien doit être considérée comme négligeable, sinon infime.

Enfin, en ce qui concerne la couverture sédimentaire, compte tenu de la répartition des roches mères, on peut dire que dans celles-ci et dans les matériaux originels des sols, la montmorillonite est très nettement le minéral dominant, les autres minéraux ne s'étant révélés prépondérants que dans des séries sédimentaires isolées et qui ne sont pas les plus importantes en affleurement dans les bassins versants : kaolinite dans la Sakamena, illite dans le Jurassique supérieur et le Crétacé supérieur. La proportion de ces deux minéraux réunis, dans les argiles héritées par les sédiments des rivières de la zone sédimentaire, n'excède pas en général 10 à 30%. L'influence dans les apports d'autres minéraux plus rares, comme la vermiculite ou la chlorite peut être considérée comme négligeable sur le plan global.

La présence de montmorillonite dans les séries gréseuses détritiques, en particulier celles de l'Isalo [3], en proportion si importante et avec une si grande fréquence, peut d'ailleurs surprendre. Cette présence a été reconnue aussi bien dans les bassins sédimentaires étendus de la Tsiribihina et du Mangoky à l'Ouest que dans celui plus restreint de la Betsiboka au Nord-Ouest. L'origine de ce minéral peut être diverse : héritage mécanique de minéraux néo-formés dans les sols ou les altérations, néo-formation dans le milieu de sédimentation, transformation par dégradation des micas lors de la diagenèse [4].

Les dégradations sont caractéristiques des altérations continentales : la montmorillonite apparaît en conditions d'hydrolyse ménagée et en milieu alcalin. Elles sont plus rares dans la diagenèse. Les montmorillonites néo-formées dans les bassins sédimentaires sont généralement caractéristiques de milieux basiques à caractère chimique : cela concorde peu avec le faciès détritique des séries gréseuses en question. Quant à la première hypothèse, celle de l'héritage mécanique, il faudrait envisager pour le massif ancien, à cette période de dépôt, un paysage géochimique fort différent de l'actuel.

[1] Cfr en particulier P. Segalen (1957) et J. Hervieu (1963).

[2] H. Harrassowitz (1926) in G. Pedro (1964), p. 320.

[3] Rappelons que le Karroo malgache, en particulier le groupe de l'Isalo, constitue une très importante partie des bassins versants de la zone sédimentaire, en particulier dans le bassin sédimentaire de Morondava.

[4] Sur ces phénomènes et leur terminologie, cfr en particulier G. Millot (1964) chap. X et XI.

b *Les argiles dans les sédiments récents fluviatiles et estuariens et dans les sols alluviaux*

Les faits exposés et résumés dans ce qui suit sont la synthèse des déterminations d'argiles faites sur environ 250 échantillons.

Dans les basses plaines alluviales deltaïques ou de niveau de base, on constate, en ce qui concerne la fraction argileuse des dépôts récents et des sols, que deux types d'associations minéralogiques sont nettement prédominants. Ce sont les associations montmorillonite — kaolinite — illite ou bien montmorillonite — kaolinite. Par contre, dans les dépôts alluviaux des hautes vallées du massif ancien cristallin, la kaolinite est seule présente ou en association avec l'illite.

Selon les régions, on peut dégager diverses tendances dans les proportions de ces différents minéraux.

1 Région Ouest :

Dans les basses plaines alluviales du Sud-Ouest : Fiherenana, dont le bassin versant est uniquement sédimentaire, Onilahy et Mangoky, dont les bassins versants sont mixtes, c'est la montmorillonite qui domine dans la plupart des dépôts en moyenne 60 à 90% — la kaolinite constituant 10 à 30% de la fraction argileuse et l'illite 10 à 20% (exceptionnellement 30 à 40%).

Dans l'Ouest proprement dit et dans les plaines deltaïques à bassin versant mixte et à bassin cristallin d'étendue supérieure ou égale à celle du bassin sédimentaire, telles les plaines de la Tsiribihina et du Manambolo, les variations observées dans les proportions de ces trois minéraux argileux sont plus grandes. Alors que dans le Bas-Manambolo, la montmorillonite domine le plus souvent (50 à 80%), dans le delta de la Tsiribihina c'est en général la kaolinite qui devient le minéral le plus abondant (50 à 70%) mais les proportions de 60 à 80% sur la montmorillonite ne sont pas rares, tandis que la proportion d'illite ne dépasse qu'exceptionnellement 10 à 30%.

Dans les plaines de l'Ouest dont le bassin versant s'étend en totalité ou en grande partie dans la zone sédimentaire et a une superficie plus restreinte, telles celles des rivières Morondava, Maharivo, Manamboha, Sambao-Maningoza, c'est encore la montmorillonite qui domine dans l'association (50 à 80%), la kaolinite atteignant le plus souvent 20 à 30% et l'illite ne dépassant pas 10 à 20%. Fréquemment, les proportions de ce minéral sont plus faibles.

Dans la plaine de Maintirano (rivières Demoka et Namela), la proportion de kaolinite atteint 50 à 80%.

2 Région Nord-Ouest :

Dans cette région, les plaines alluviales correspondant aux grands bassins versants dans lesquels le cristallin domine, en particulier celles de la Basse-Betsiboka et de la Mahajamba-Sofia, s'opposent par leur association argileuse à celles dont les bassins versants sont moins étendus et appartiennent en grande partie ou en totalité à la couverture sédimentaire. Dans ces dernières, c'est encore la montmorillonite qui domine (60 à 80%), les proportions les plus fortes de ce type d'argile étant atteintes dans les plaines alluviales à petits bassins versants, telles par exemple celles des rivières Andranomavo et Mahamavo.

Montmorillonite et kaolinite peuvent aussi être présentes en quantités à peu près équivalentes : c'est le cas pour la plaine deltaïque de la Mahavavy du Sud.

Le plus souvent, l'illite n'est présente qu'en petite quantité.

Par contre, dans les plaines de la Betsiboka et de la Mahajamba-Sofia, l'association de minéraux argileux dans les sols et les dépôts récents présente normalement une prédominance de la kaolinite (50 à 90%), associée à la montmorillonite, l'illite ne dépassant guère 10%. S'il est fréquent, et nos résultats le montrent, d'observer dans ces régions, comme d'ailleurs dans la Basse-Tsiribihina, des proportions plus élevées de montmorillonite (70 à 90%), il s'agit le plus souvent dans ce cas d'horizons profonds de sols formés sur dépôts alluviaux quaternaires ou subactuels à gley salé (cfr 3e partie, chap. IV). Nous reviendrons plus loin sur ce fait dans l'étude des influences du milieu de sédimentation.

3 Région Nord :

Dans les plaines alluviales du Nord-Nord-Ouest et de l'Extrême-Nord, Maevarano, Ankofia, Sambirano, Mahavavy du Nord, c'est normalement la kaolinite qui est dominante (60 à 100%) en association le plus souvent avec l'illite (10 à 30%). La proportion d'illite atteint fréquemment 50 à 60% dans les alluvions du Bas-Sambirano et celles de la plaine de Maromandia. La présence de montmorillonite est plus rare (10 à 20%). Dans de rares cas (petits bassins versants secondaires de rivières du sédimentaire), la montmorillonite domine.

c *Preuves géographiques de l'héritage des argiles*

L'influence des bassins versants peut être suivie en étudiant la composition des apports le long des profils en long des grands cours d'eau. Un cas intéressant est celui des basses vallées suffisamment longues et drainant des bassins versants mixtes. De ce point de vue, nous avons étudié la basse vallée du Mangoky et la basse vallée de la Tsiribihina. La basse vallée de la Betsiboka se confondant plus ou moins avec la plaine de niveau de base, et le réseau hydrographique du bassin sédimentaire de ce fleuve étant peu étendu, ce cas n'a pas été retenu.

Dans les alluvions de la basse vallée du Mangoky, en aval du massif ancien où la kaolinite domine très nettement dans les fractions argileuses alluviales on constate que dans les sédiments de terrasses inondables et de cuvettes de débordement, très rapidement et dès la dépression périphérique du massif ancien, l'association minéralogique des fractions argileuses présente une composition analogue à celle observée dans les dépôts récents et les sols alluviaux de la plaine deltaïque.

Ainsi, la montmorillonite domine le plus souvent (60 à 90%) avec des variations locales. La proportion de kaolinite, qui est encore assez élevée en amont du confluent avec la Zomandao, reste le plus souvent égale ou inférieure à 50%. L'illite, abondante parfois dans la partie amont de la basse vallée (30 à 40%) ne dépasse guère 10 à 20% plus en aval, comme dans la plaine deltaïque. On constate par ailleurs que les apports des rivières affluentes de la zone sédimentaire ont le plus souvent une fraction fine riche en montmorillonite (80%), ce minéral étant associé à la kaolinite.

Pour rendre compte de la présence de kaolinite, l'héritage détritique du bassin versant cristallin ne fait aucun doute, ce minéral étant hérité principalement des sols et de l'écorce d'altération du socle métamorphique.

Étant donné la jeunesse des sédiments analysés, la même cause doit être invoquée pour la présence de montmorillonite, due dans ce cas à l'héritage détritique du bassin versant sédimentaire : c'est ce que confirme l'analyse des roches mères (les sols jouant dans cette zone un rôle limité) et des sédiments des affluents de la basse vallée.

Les analyses de la fraction argileuse dans les débits solides, à la sortie du massif ancien d'une part, en amont de la plaine deltaïque d'autre part, ont confirmé ce point de vue.

Les déterminations ont d'abord été faites sur trois échantillons, constitués par l'ensemble des prélèvements faits sur la transversale du fleuve, lors de trois crues importantes en janvier-février 1962 à la station du Banian (aval de la basse vallée sédimentaire). Deux autres échantillons ont été constitués l'un par les prélèvements faits du 13 février 1961 au 25 février 1961, l'autre par des prélèvements effectués du 16 mars 1961 au 22 mars 1961. Dans tous les échantillons, l'association montmorillonite-kaolinite était présente, l'illite ne se trouvant qu'en faible quantité. Mais alors que dans les deux échantillons constitués par des prélèvements échelonnés sur plusieurs jours et qui correspondent à des hautes eaux normales, la composition de la fraction argileuse reflète celle couramment observée dans les sédiments récents de la basse vallée, c'est-à-dire 50 à 60% de montmorillonite, dans les échantillons de crue cette proportion de montmorillonite atteint 80 à 90%. Cela peut s'expliquer par le fait que les grandes crues sont liées à des précipitations importantes sur l'ensemble du bassin, mais surtout sur le bassin sédimentaire, le massif ancien jouant plutôt le rôle de régulateur hydrologique, sauf dans le cas de dépressions cycloniques.

Ces chiffres montrent par ailleurs que la contribution du bassin sédimentaire peut être dans certains cas, au moins pour les sédiments fins, très importante, et que les phénomènes d'érosion qui y sévissent, s'ils sont plus épisodiques que dans le massif ancien cristallin, y sont tout aussi actifs sinon davantage.

La montmorillonite ne peut provenir du socle ancien et c'est ce qui confirme l'analyse de la fraction argileuse des débits solides prélevés à la sortie du massif ancien. Dans ces apports en suspension, la kaolinite est largement prépondérante, associée à de faibles quantités d'illite et des traces de gibbsite et de goethite.

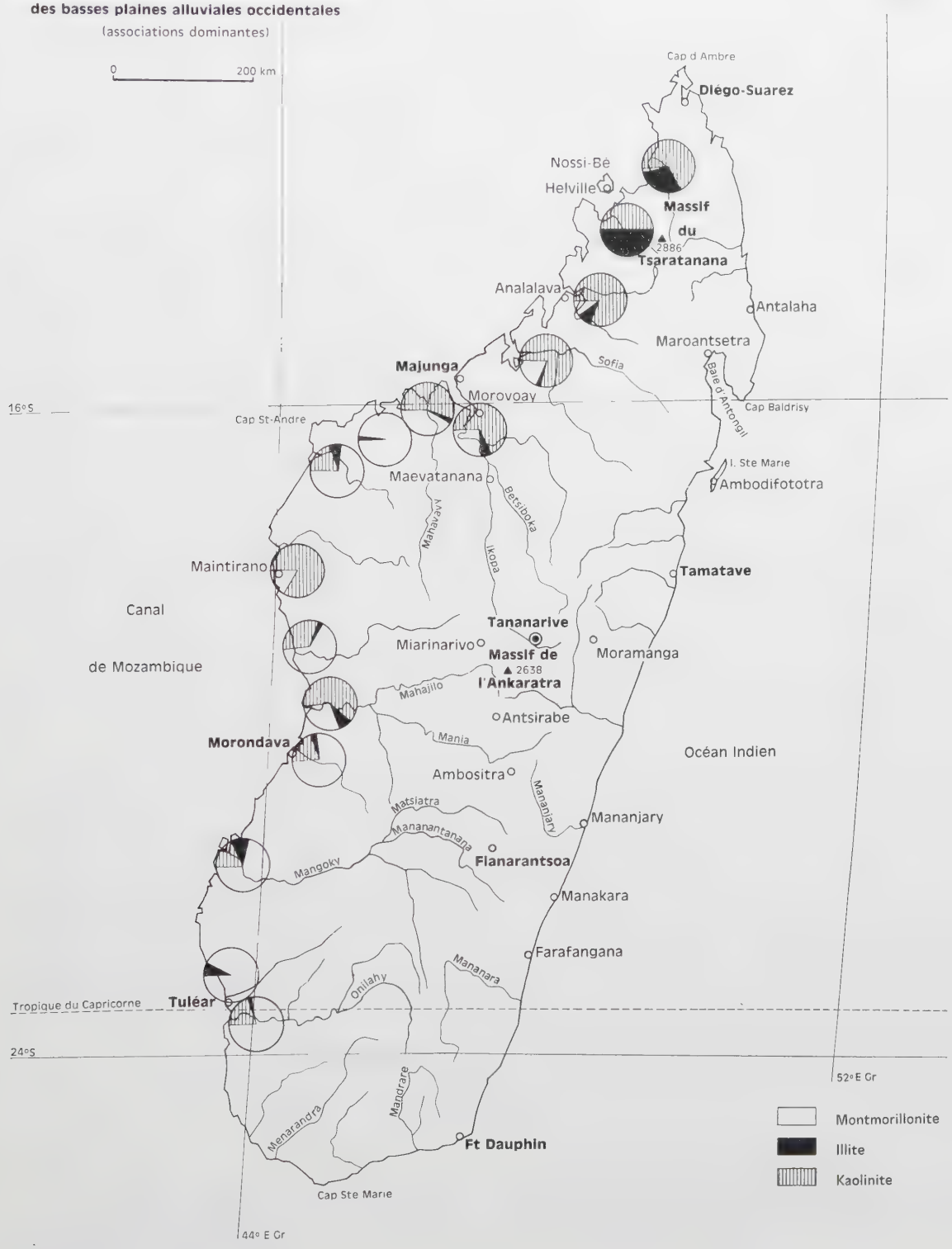
Les dépôts récents et les sols alluviaux de la basse vallée de la Tsiribihina révèlent également, malgré des variations locales importantes, la part respective des bassins versants cristallin et sédimentaire dans la composition de leur fraction argileuse. Mais ici, à l'inverse du cas précédent, la kaolinite est le plus souvent dominante (50 à 80%) ou en proportion équivalente à celle de la montmorillonite. La proportion de ce minéral n'excède que très exceptionnellement 50%. L'illite est en faible quantités.

Ces différences avec le Mangoky sont dues au fait que le bassin sédimentaire de la Tsiribihina est moins étendu et surtout moins bien drainé, comprenant peu de tributaires importants.

Comme nos résultats le montrent, cette prépondérance du socle ancien dans les argiles héritées, déjà décelable dans les apports de la Tsiribihina, se confirme et l'élargit pour les grands cours d'eau du Nord-Ouest et de l'Extrême-Nord, ainsi que le laissaient supposer à priori la constitution géologique et les sols de leurs bassins versants (cfr fig. 72).

Minéraux argileux dans les sédiments et les sols des basses plaines alluviales occidentales
(associations dominantes)

Figure 72



d *Les argiles dans les sédiments du plateau continental*

Bien que nous disposions dans ce domaine d'un nombre d'échantillons plus limité, les résultats obtenus permettent de dégager les tendances générales et de voir l'importance de l'héritage détritique dans la fraction argileuse de ces désiments marins.

Dans les vases du plateau continental du Bas-Mangoky (Sud-Ouest), la fraction argileuse contient d'une manière constante 60 à 70% de montmorillonite, ce minéral étant associé à la kaolinite et à l'illite en quantités à peu près équivalentes.

Sur le plateau continental du Nord-Ouest, du Cap Saint-André à la presqu'île d'Ampasindava, c'est au contraire la kaolinite qui domine (60 à 80%) associée à la montmorillonite (20 à 40%) et à de faibles quantités d'illite dont la proportion ne dépasse pas 10%.

On voit donc que dans le Sud-Ouest comme au Nord-Ouest, la composition de la fraction argileuse reflète celle des dépôts émergés, avec les mêmes nuances de variations semble-t-il. L'héritage des bassins versants joue donc là également un rôle majeur.

Dans l'Extrême-Nord, le plateau continental en face des deltas du Sambirano et de la Mahavavy du Nord, fait un peu exception à cette règle. D'après nos résultats, on observe sur ce plateau à pente faible, que les teneurs en montmorillonite dans les sédiments vaseux augmentent progressivement vers le large. A 30 km de la côte, la proportion de ce minéral peut atteindre 80% alors qu'elle est toujours faible et atteint exceptionnellement 20% dans les dépôts alluviaux des plaines deltaïques. Ce phénomène, qui s'accompagne d'une diminution corrélative de la proportion de kaolinite, ne peut s'expliquer par l'héritage actuel des bassins versants dans lesquels prédomine très nettement la kaolinite, l'étendue du sédimentaire dans ces bassins étant très réduite. La sédimentation différentielle peut être invoquée car la montmorillonite a une vitesse de sédimentation dans l'eau de mer nettement plus faible que celles de l'illite et de la kaolinite [1], mais la kaolinite résiste le mieux à la floculation par les ions bivalents, notamment ceux de l'eau de mer [2] en présence de matières humiques.

Bien que les apports contiennent souvent dans cette région des teneurs notables en illite, la transformation des micas en montmorillonite par dégradation, avec interstratifiés intermédiaires, est surtout caractéristique des altérations continentales [3] et c'est la transformation de montmorillonite en illite qui a été signalée en milieu marin.

Étant donné la progression sensible de la teneur en montmorillonite vers le large, nous pensons plutôt qu'il s'agit là d'un mélange des apports actuels avec un stock hérité préexistant. Ce stock se serait constitué lors d'une sédimentation plus ancienne, à l'exemple de ce que nous avons vu pour certains sables grossiers quartzeux. A cette période, l'étendue des bassins versants dans la zone sédimentaire était certainement plus importante (régression marine), favorisant ainsi les apports détritiques de montmorillonite [4].

La généralisation de cette hypothèse reste cependant à vérifier, en particulier par des prélèvements en zones plus profondes, à la périphérie du plateau continental.

[1] G. Millot (1964), p. 210 et ss., p. 361 et ss.
[2] A. Rivière et S. Vernhet (1951).
[3] G. Millot (1964), p. 210 et ss., p. 361 et ss.
[4] Une autre hypothèse peut être envisagée : l'influence des émissions volcaniques dans la région de Nossi-Bé.

CONCLUSION

L'exemple du versant occidental malgache illustre donc dans la très grande majorité des cas étudiés, l'importance primordiale de l'héritage détritique dans la sédimentation continentale récente.

Ainsi se trouve confirmée dans un vaste domaine, mais formant malgré tout une unité de milieu à l'échelle mondiale, la conclusion faite par G. Millot dans son ouvrage de synthèse sur la géologie des argiles [1] : « Les argiles transportées par les rivières et par les fleuves ou déposées par alluvionnement, sont héritées des roches mères, des altérations et des sols des bassins versants. »

Sur un plan plus général, le rôle de l'héritage, dans les argiles sédimentaires et plus particulièrement dans les sédiments marins [2], a été considéré comme prépondérant par un certain nombre d'auteurs. Les premiers résultats de déterminations d'argiles dans les sédiments du plateau continental dans l'Ouest malgache semblent confirmer ce point de vue.

[1] G. Millot (1964), p. 170.
[2] Cfr en particulier A. Rivière (1952), A. Rivière et L. Visse (1954), W.D. Nesteroff et G. Sabatier (1962), H. Chamley (1963).

CHAPITRE XVI

L'INFLUENCE DU MILIEU DE SÉDIMENTATION

L'influence du milieu de sédimentation sur la formation des sols et leur évolution est nécessairement complexe. La tendance évolutive du point de vue de la pédogenèse peut être remise en jeu par la modification d'un ou plusieurs facteurs : modalités de l'inondation fluviale et importance des crues, changements dans les conditions de drainage, variations de la salinité du milieu, modification ou destruction du couvert végétal. Plusieurs tendances évolutives peuvent se manifester simultanément et la classification des sols sur le terrain n'est pas toujours aisée. Enfin, comme il s'agit de sols généralement jeunes, la tendance évolutive elle-même n'apparaît pas toujours nettement.

C'est pourquoi nous nous limiterons aux caractères à notre avis les plus importants dans l'évolution actuelle du profil, et susceptibles de conserver une influence dans leur évolution future.

I La sélection des apports fluviatiles et ses conséquences pédologiques

A. Séquence texturale

La répartition texturale des sols alluviaux reflète l'influence du milieu de sédimentation en même temps qu'elle montre l'interpénétration des différentes unités géomorphologiques. Celle-ci est matérialisée sur la figure 73 par les plages de répartition I, II et III, établies selon les fractions granulométriques classiques, en coordonnées triangulaires.

Les variations texturales dans un profil peuvent, si le milieu évolue progressivement et assez rapidement (lit, levée, terrasse, cuvette) se rapprocher du profil théorique où la succession des dépôts constitue une séquence plus ou moins continue avec passage des sédiments grossiers aux sédiments fins. Mais dans la nature, les apports sont souvent brutaux, discontinus, et cette série théorique est fréquemment perturbée dans les conditions naturelles.

Du point de vue de la répartition en surface, il n'existe pas toujours, dans la plaine alluviale, de limites tranchées entre les différents domaines. Ainsi, l'empiètement du domaine des terrasses inondables et des surfaces d'épandage sur celui des cuvettes de débordement est fréquent et cela apparaît d'une façon nette dans la répartition des points représentatifs sur la figure 73. Dans la nature, la transition peut être extrêmement progressive.

Cependant, en fonction de l'éloignement du site de dépôt par rapport au lit apparent supposé stable, on peut dire que les variations texturales en surface constituent également une

séquence théorique continue, comme dans le profil vertical. C'est cette séquence que nous avons matérialisée par une flèche sur la figure 73.

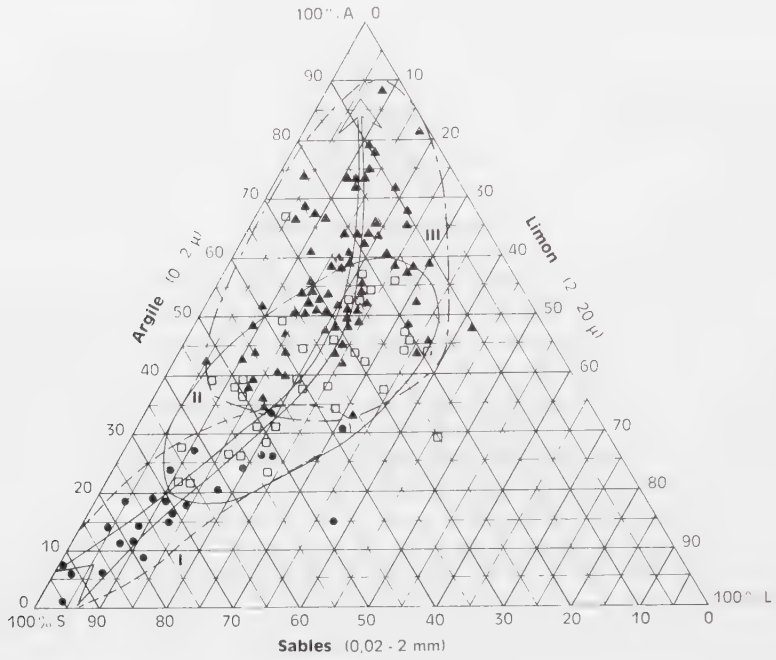


Figure 73

Répartition texturale des sols alluviaux dans les basses plaines occidentales

(profils décrits dans le texte)

- ● Sols de levées (_ _ _ _ plage I)
- □ Sols de terrasses inondables et surfaces d'épandage (——— plage II)
- ▲ Sols de cuvettes et de dépressions (— · — plage III)

La prise en considération de la fraction limoneuse jusqu'à la dimension de 50 microns (classification américaine) ne modifie pas le sens général de nos conclusions. A titre d'exemple, nous avons appliqué ce critère dans le cas des sols du Bas-Mangoky (fig. 74). On remarquera que dans ce cas, les textures très fines ne sont pas atteintes car, dans cette plaine deltaïque, les cuvettes de débordement sont très vastes et mal individualisées ce qui empêche la stagnation des eaux d'inondation. Dans ce mode de subdivision des fractions granulométriques, c'est surtout la répartition des sols de levées qui se trouve modifiée. Leur répartition dans ce cas correspond mieux à certaines de leurs propriétés physiques, en particulier leur assez bonne capacité de rétention pour l'eau, malgré leur aspect très sableux sur le terrain.

En ce qui concerne les sols fluvio-marins, on voit sur la figure 75 que la majorité des points représentatifs se placent dans la plage II de la figure 73 c'est-à-dire celle des terrasses inondables. Ceci est à rapprocher du fait que ces sédiments ont souvent un faciès de dépôt par excès de charge comme ceux des terrasses, plutôt qu'un faciès de décantation (cfr 3e partie, chap. IX et X), et l'évolution de ces sédiments n'est généralement pas aussi poussée que celle des sédiments de cuvettes et dépressions.

Quant aux sols des surfaces de décantation, ils sont proches par leur texture des sols de cuvettes, mais en moyenne moins riches en limons. Peut-être peut-on voir là l'indice d'un certain vieillissement de ces sols formés sur dépôts quaternaires ou subactuels, dans des zones relativement épargnées par l'alluvionnement récent.

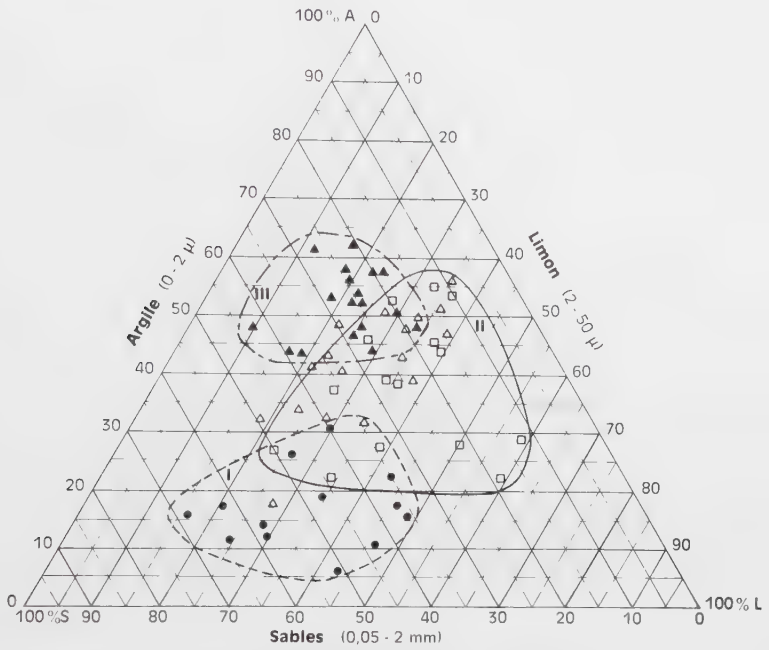


Figure 74

Répartition texturale des sols alluviaux dans le Bas-Mangoky

- ● Sols de levées (I)
- □ Sols de terrasses inondables et surfaces d'épandage (II)
- ▲ Sols de cuvettes et de dépressions (III)
- △ Sols fluvio-marins (Mangroves et zones intermédiaires)

Si l'on compare la répartition texturale des sols alluviaux au triangle des textures (fig. 76), on peut en tirer les conclusions suivantes :

— les sols de levées sont limono-sableux à limono-argilo-sableux;

— les sols des terrasses inondables et surfaces d'épandage sont limono-argilo-sableux à limono-argileux ou argileux (parfois argilo-sableux);

— les sols de cuvettes et dépressions sont argileux à argileux fins;

— les sols fluvio-marins sont surtout limono-argileux, parfois argilo-sableux;

— les sols des surfaces de décantation sont argileux et surtout argileux fins.

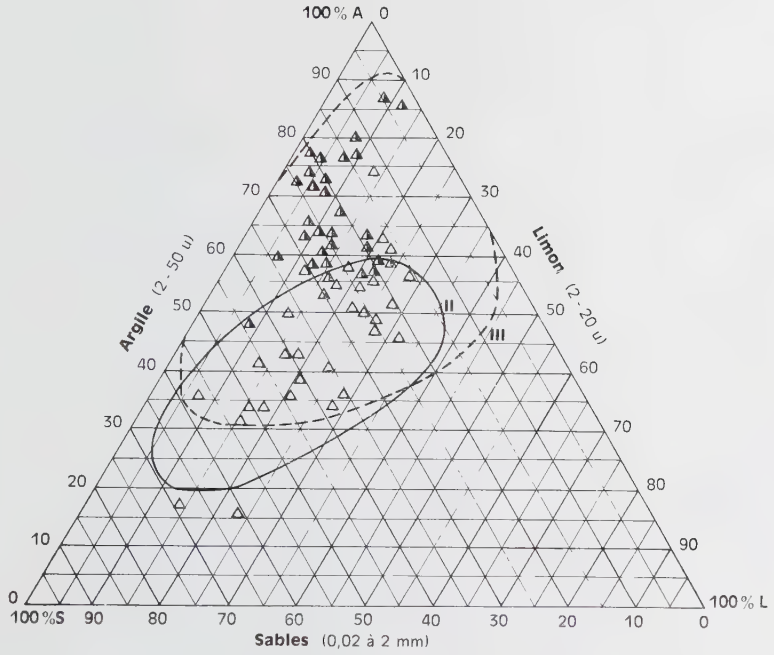


Figure 75

Répartition texturale des sols alluviaux dans les basses plaines occidentales
(profils décrits dans le texte)

▲ Sols des surfaces de décantation

△ Sols fluvio-marins (Mangroves et zones intermédiaires)

II Limite des sols de terrasses inondables

III Limite des sols de cuvettes

} (cf. Figure 73)

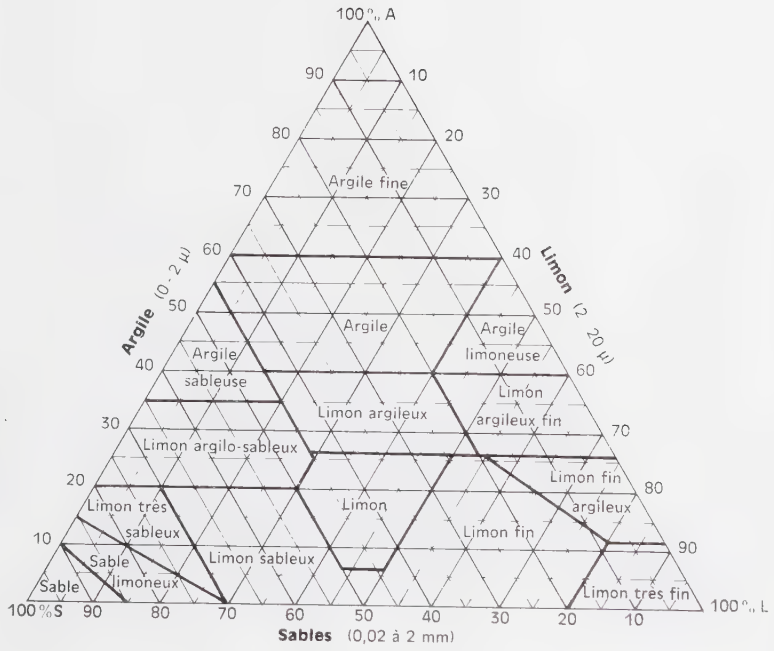


Figure 76

Triangle des textures

B. Importance des éléments fins dans les propriétés des sols

La teneur en matière organique dans les sols alluviaux de l'Ouest est généralement modérée à faible, exception faite pour quelques types de sols (en particulier les sols hydromorphes à engorgement quasi permanent). Cette pauvreté en matière organique, liée à un taux d'humification médiocre à faible, a pour conséquence une corrélation assez étroite entre les propriétés physiques et physico-chimiques des sols et leur teneur en éléments fins (argile ou argile+limon), et cela d'autant plus que les argiles gonflantes du type montmorillonite sont présentes en quantités importantes dans un grand nombre de cas.

Nous montrerons par quelques exemples cette influence de la fraction fine, influence fréquemment reconnue par ailleurs dans de nombreux travaux, mais qui dans le cas des sols alluviaux malgaches, apparaît comme particulièrement nette.

a *Éléments fins et eau du sol*

La connaissance de l'eau retenue par le sol a des applications multiples, surtout en culture irriguée, mais aussi dans le cas des cultures de décrues, si fréquentes dans ces zones alluviales. Dans les sols normalement drainés, la longue saison sèche provoque l'épuisement complet des réserves en eau du sol dans les horizons supérieurs. Ces réserves sont en relation étroite avec la teneur en éléments fins.

La figure 77 montre la corrélation existant dans les sols alluviaux du Bas-Mangoky entre la capacité de rétention à *pF* 3 et la teneur en argile+limon (0 à 50 microns). Dans ces mêmes sols, l'eau utile — différence entre l'humidité à *pF* 3 et l'humidité à *pF* 4,2 — varie selon la texture entre 0,9 et 11,2% [1].

b *Éléments fins, matière organique et structure*

La plupart des sols alluviaux, pauvres en matière organique, se caractérisent par une instabilité structurale assez nette, instabilité accentuée par la richesse en éléments fins ou la présence de sodium et de sels.

Dans le Bas-Mangoky, l'appréciation de cette stabilité a été faite sur des sols de terrasses et de cuvettes, selon la méthode Henin et al. [2]. Dans cette région, les valeurs de l'indice d'instabilité *Is* sont fréquemment supérieures à 1 et dépassent souvent 2. Le coefficient de perméabilité *K* varie en moyenne entre 0,8 et 3 cm/heure; il est nul ou presque dans les sols salés ou alcalinisés. La figure 78 montre que dans la très grande majorité des cas, l'indice global Σ, obtenu en rabattant sur une droite graduée de 0 à 100 les points figuratifs des valeurs de log 10 *Is* et log 10 *K*, sont souvent comprises entre 40 et 70, c'est-à-dire correspondent à des sols dont la stabilité est médiocre à faible.

Cette instabilité structurale rend délicate la conduite des irrigations, et en culture cotonnière, on lui attribue, en corrélation avec l'imperméabilité et le dessèchement de la surface du sol, le phénomène des taches de flétrissement ou « pseudo wilt » [3]. En effet, lors du

[1] J. Hervieu (1962).
[2] S. Henin, G. Monnier et A. Combeau (1958), A. Combeau et G. Monnier (1961).
[3] L. Richard et J. M. Berger (1963).

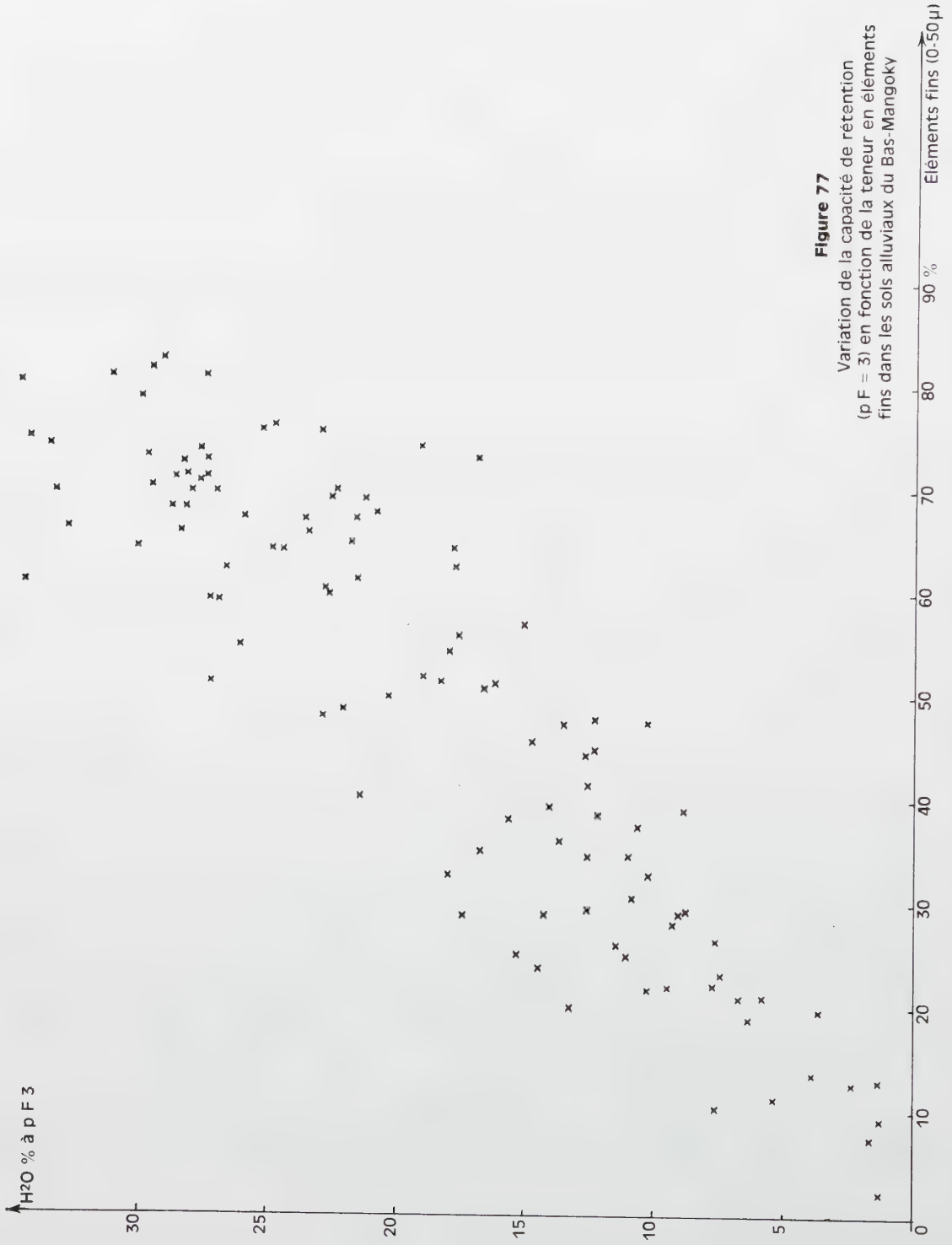


Figure 77
Variation de la capacité de rétention (p F = 3) en fonction de la teneur en éléments fins dans les sols alluviaux du Bas-Mangoky

ruissellement, la richesse en éléments fins, en particulier dans les sols limoneux, provoque des phénomènes de « battance » qui limitent considérablement la perméabilité, surtout dans ces sols mal structurés.

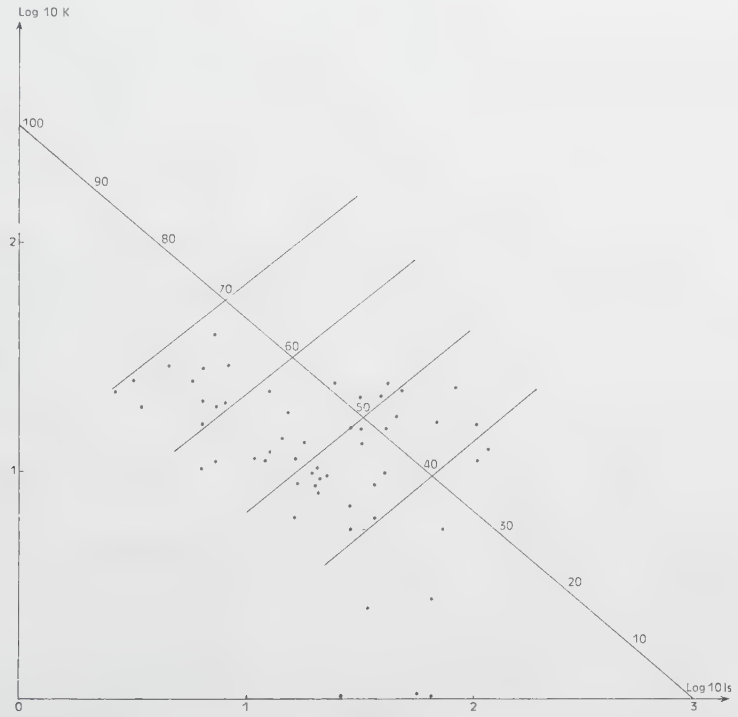


Figure 78
Stabilité structurale des sols alluviaux dans le Bas-Mangoky

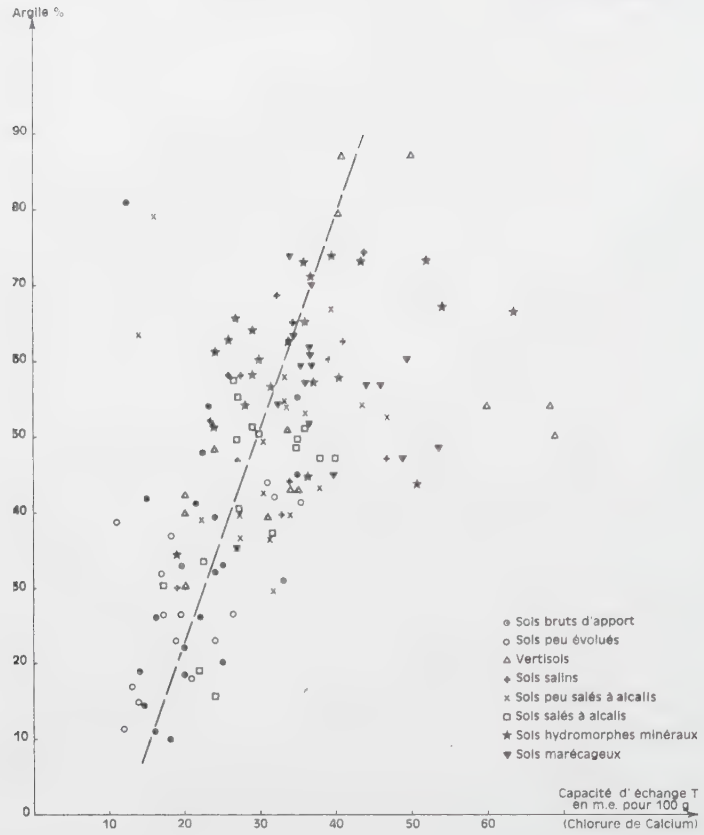
c *Éléments fins et capacités d'échange*

La figure 79 montre la corrélation existant entre l'importance de la fraction argileuse et la capacité d'échange de cations. Elle concerne des sols alluviaux de nombreuses régions occidentales.

La capacité d'échange est surtout liée à la présence de montmorillonite, mais, compte tenu des associations observées, sa proportionnalité par rapport à la teneur en argile reste inférieure à celle qu'on pouvait attendre du mélange de ces minéraux argileux.

La capacité d'échange s'éloigne nettement de cette proportionnalité dans trois cas : lorsque la kaolinite est très nettement dominante ou seule présente et pour des sols très argileux, lorsque la teneur en matière organique dépasse environ 4%, enfin dans certains vertisols très riches en montmorillonite bien cristallisée.

Figure 73
Variation de la capacité d'échange en fonction de la teneur en argile dans les sols alluviaux de l'ouest malgache



2 La réaction du sol

Dans l'Ouest, la longue saison sèche, la nature minéralogique des argiles et des limons, la présence de nappes plus ou moins riches en sels, ont pour conséquence un taux de saturation élevé du complexe absorbant dans les sols normalement drainés. Dans ces sols, le taux de saturation est fréquemment élevé, supérieur à 70% dans la majorité des cas.

Dans quelques cas cependant, on observe un abaissement sensible du pH qui, s'il n'est pas dû à l'oxydation de sulfures, peut être relié à une désaturation partielle de l'ordre de 50%. Ce fait a été en particulier observé dans les sols alluviaux peu évolués de la plaine de Maintirano et des plaines deltaïques de l'Extrême-Nord (Sambirano et Mahavavy) où d'ailleurs la kaolinite domine par suite de la présence massive dans les bassins versants de sols ferrallitiques sur basaltes ou socle ancien.

Il n'existe pas de relation significative entre réaction du sol et degré d'alcalinisation évalué d'après le rapport Na/T ou mieux Na/S, un grand nombre de sols ayant un complexe sursaturé.

Les tendances générales quant à la réaction des sols alluviaux sont les suivantes :

— d'une façon courante, les sols peu ou pas salés et pauvres en alcalis, ont une réaction neutre à modérément alcaline, c'est-à-dire un pH compris entre 6,5 et 7,8 (cfr tableau XXVII) ;

Tableau XXVII

VALEURS EXTRÊMES DU pH POUR LES PROFILS DE SOLS ALLUVIAUX DÉCRITS DANS LE TEXTE

	I	II/I	II/2	III	IV [a]
Sols bruts d'apport	6,4-8,3	6,8-7,2	4,4-7,6	6,5-7,8	
Sols peu évolués					
Sous-groupe modal					
Faciès à réaction neutre ou modérément alcaline	7,5-8,6	6,1-7,8			
Faciès à réaction acide		4,8-5,6			
Faciès carbonaté		8,3-8.9			
Vertisols					
Sous-groupe à caractères de salure			6,9-9,7	6,7-8,6	7,9-8,4
Sous-groupe acidifié					4,0-5,1
Sols salins					
Sous-groupe modal		7,4-7,6	7,5-8,1		
Sous-groupe acidifié			3,7-7,2		
Sols salés à alcalis					
Sous-groupe à faibles oscillations de la nappe			7,9-8,3	6,5-8,3	
Sous-groupe à fortes oscillations de la nappe		6,1-7,8			
Sous-groupe peu salé		6,4-9,7			
Sous-groupe acidifié		4,7-6,3			
Sols Hydrom. à pseudo-gley					
Sous-groupe peu ou pas salé			5,0-9,0		
Sous-groupe acidifié			4,4-8,7		
Sols Hydrom. à gley					
Sous-groupe peu ou pas salé			4,1-7,9		
Sous-groupe salé			7,0-9,0	6,0-7,7	
Sous-groupe acidifié			3,8-4,7		4,5-4,8
Sols marécageux					
Sous-groupe peu ou pas salé			3,8-4,0		
Sous-groupe salé			7,8-8,7		3,7-7,0
Sous-groupe acidifié			4,3-5,0		3,8-4,6

[a] I Levées.
II/1 Terrasses inondables et surfaces d'épandages.
II/2 Cuvettes et dépressions.
III Milieu fluvio-marin.
IV Surfaces de décantation.

— étant donné les sources de salure — nappes littorales — l'hydrolyse des argiles sodiques n'est pas très répandue et ne s'observe que dans les sols assez évolués comme les Vertisols à caractères de salure. Dans ces cas, on note des pH très alcalins, de valeur égale ou supérieure à 9.

— la réaction est également nettement alcaline en présence de calcaire (pseudo-mycelium ou concrétions) dans les profils, même en faible quantité, généralement 1 à 3%.

– les pH acides mesurés au laboratoire, même en présence de sels en quantités importantes dans les sols hydromorphes ou halomorphes doivent être fréquemment attribués à l'oxydation des sulfures formés en conditions anaérobies et en présence de matières organiques, par réduction des sulfates présents dans les nappes, selon des processus biochimiques.

Ce phénomène caractérise les sols acides à sulfates ou « argiles à chat » (Katteklei, cat-clays) et se produit dans la nature dès qu'un sol, où ces conditions sont requises, s'assèche partiellement ou totalement en saison sèche [1].

Dans les conditions morphoclimatiques des basses plaines occidentales, tout pH inférieur ou égal à 6, dans des sols à hydromorphie au moins temporaire, peut laisser supposer l'existence de ce phénomène, même si la présence de taches et marbrures jaunes de sulfate ferrique, caractéristique des « cat-clays », n'est pas toujours décelable.

Dans quelques cas, en particulier dans les sols hydromorphes à tendance marécageuse, la présence notable ou importante de matière organique à humus acide, dont le rapport C/N est moyen à élevé, contribue sans doute à l'acidification des horizons de surface.

3 Matière organique

A elle seule, l'étude de la matière organique nécessiterait un développement de recherches dépassant le cadre de notre sujet. En outre, dans ces zones alluviales traditionnellement agricoles, même si l'occupation du sol n'est pas continue, l'homme contribue à la modification profonde du couvert végétal.

Exception faite pour les sols marécageux, les sols formés sur matériaux alluviaux dans l'Ouest malgache ont généralement des teneurs plutôt basses en matière organique et celles-ci ne dépassent guère 3 à 4% (cfr tableau XXVIII). Un autre caractère général est le taux médiocre d'humification dont les valeurs sont fréquemment inférieures à 15 à 20%.

Les valeurs du rapport C/N sont assez variables, mais le plus souvent comprises entre 13 et 15, parfois très supérieures (20 à 30). Dans ce dernier cas, la présence de débris charbonneux résiduels, après le passage des feux, est souvent la cause de ces valeurs élevées.

Ces caractères généraux ont des causes à la fois climatiques, biologiques et microbiologiques.

Selon Cl. Moureaux [2], la plupart des sols de l'Ouest, en particulier les sols alluviaux ont, sous couvert naturel, c'est-à-dire sous la forêt sèche tropophile, un potentiel d'activité biologique extrêmement élevé. Ces sols sont remarquables par le niveau exceptionnel de leur pouvoir nitrificateur et l'intensité de leur respiration.

Par ailleurs, ces sols étant le plus souvent à complexe saturé, la présence de cations facilite les activités biologiques. De plus, ces activités biologiques sont soumises au cycle climatique annuel comme l'ont montré les travaux de Y. Dommergues et Cl. Moureaux [3]

[1] Au sujet des sols acides à sulfates cfr en particulier I.S. Zonneveld (1963), pp. 21 à 25 et F.R. Moormann (1964).

[2] Cl. Moureaux (1959 b). Observations basées sur les indices d'activité microbiologique globale; indice glucose, respiration, pouvoir enzymatique, pouvoir nitrificateur.

[3] Y. Dommergues (1954), Cl. Moureaux (1959 a).

sur les sols des Hauts-Plateaux. Selon MOUREAUX, il existerait deux maximums d'activité, l'un en première partie de saison des pluies, et l'autre en première partie de saison sèche. Un autre maximum secondaire se produirait au milieu de la saison sèche dû aux crachins en cette période, mais il est probable que ce maximum n'existe pas dans l'Ouest où les pluies de saison sèche sont exceptionnelles.

Tableau XXVIII

VALEURS EXTRÊMES DES TENEURS EN MATIÈRE ORGANIQUE ET DU RAPPORT C/N POUR LES PROFILS DE SOLS ALLUVIAUX DÉCRITS DANS LE TEXTE

	I	II/1	II/2	III	IV[a]
Sols bruts d'apport	0,7-2,1 12-20	3,1-3,7 13-19	2,1-3,5 11-14	1,0-3,2 11-15	
Sols peu évolués	1,4-4,7 12-17	0,7-4,4 8-20			
Vertisols			0,8-1,7 11-14	2,0-2,6 10-22	1,2-2,8 8-10
Sols salins			1,2-3,4 11-14		
Sols peu salés à alcalis		1,5-4,0 14-27			
Sols salés à alcalis		0,8-3,0 12-13	1,4-4,2 10-14	0,8-3,4 8-22	
Sols hydromorphes			1,2-14,5 9-27	1,4-2,2 8-11	2,0-7,4 11-16

[a] I Levées.
II/1 Terrasses inondables et surfaces d'épandage.
II/2 Cuvettes et dépressions.
III Milieu fluvio-marin.
IV Surfaces de décantation.

Ainsi, les teneurs peu élevées de matière organique dans les sols alluviaux et le faible degré d'humification, sont à notre avis essentiellement dus aux faits suivants :

a) Pendant les périodes chaudes et humides, l'intense activité microbienne entraîne une minéralisation rapide des débris organiques, tandis que la longue saison sèche limite l'activité biologique.

b) Le phénomène de minéralisation et l'épuisement des réserves organiques est accentué par la destruction du couvert végétal naturel et la dénudation du sol par le feu et après les cultures temporaires [1]. Comme l'a souligné CL. MOUREAUX, l'élévation de la température du sol nu en saison chaude et humide provoque une accélération momentanée de l'activité biologique, et non une stérilisation par le soleil [2].

[1] Selon CL. MOUREAUX (1959 b), p. 203, les indices d'activité biologique et le pouvoir nitrificateur sont 3 à 4 fois plus élevés sur sol alluvial à couvert forestier que sur sol dénudé.

[2] CL. MOUREAUX (1959 a), pp. 128 à 129.

Dans les sols bien drainés, comme le montrent nos résultats analytiques, c'est sous végétation forestière pas trop dégradée et pseudo-steppe graminéenne dense, que les teneurs en matière organique sont les plus élevées. On observe dans ces cas un horizon *A* assez bien développé et structuré, mais le développement de cet horizon ne dépasse qu'exceptionnellement 20 à 30 cm. L'évolution pédogénétique se fait alors dans le sens de celle des sols isohumiques (ou sols de steppes) [1]. Cette tendance a surtout été observée dans les plaines alluviales du Sud-Ouest à climat plus sec.

L'abondance des argiles gonflantes retarde d'ailleurs la minéralisation (complexe argilo-humique).

c) Un excès d'eau prolongé ralentit les activités biologiques, et comme cela est général à Madagascar, l'hydromorphie quasi permanente de l'ensemble du profil entraîne l'accumulation de matière organique.

Cependant, dans les plaines alluviales occidentales, cette accumulation a rarement des caractères tourbeux à proprement parler. Il se forme un humus du type « anmoor » en milieu parfois calcique ou salin, plus souvent acide. Cet horizon humifère, parfois épais de plus d'un mètre et dans ce cas assez peu consistant, peut aussi s'assécher à certaines périodes, surtout dans le Sud-Ouest (Bas-Mangoky).

Les teneurs en matière organique dans ces sols mal drainés dépassent rarement 15 à 20% et le rapport *C/N* est généralement assez élevé, voisin de 15 assez souvent, mais très variable d'un sol à un autre. Cet humus se forme essentiellement sous un couvert végétal à *Typha angustifolia* (Vondro) et, à un degré moindre, sous diverses Cypéracées. Ce Typha est d'ailleurs très résistant à la salure.

Le sols à accumulation organique de ce type conviennent très bien à la riziculture qui améliore l'humification.

d) En milieu fluvio-marin, la dispersion ou l'absence du couvert végétal, liée à l'excès de sels, limite l'activité biologique [2].

4 Salure et hydromorphie

Dans les basses plaines alluviales, la présence de sels solubles dans les dépôts récents et les sols, est généralement liée, à l'origine, à l'influence temporaire ou permanente, récente ou actuelle, d'eaux et de nappes fluvio-marines. Des phénomènes de salure d'origine géologique peuvent être observés dans les basses vallées de la zone sédimentaire mais restent exceptionnels; là encore, l'apport de sels se fait par l'intermédiaire d'une nappe temporaire.

Par conséquent, le domaine fluvio-marin sera par excellence celui des sols salés, mais la présence de sels peut exister dans des zones où les influences littorales ne se font plus sentir directement à l'époque actuelle. Dans ces zones, il s'agit donc d'une salure résiduelle, mais souvent encore importante car géologiquement récente. C'est le cas en particulier pour les surfaces de décantation sur dépôts fluvio-marins quaternaires ou subactuels.

[1] L'horizon de surface rappelle dans les meilleurs cas l'épipedon mollique à complexe saturé de la classification américaine (Mollisols).

[2] D'après Cl. Moureaux (1957), l'activité biologique dans les sols de la plaine de Tuléar est fortement réduite pour des teneurs en chlore dans le sol séché à l'air supérieures ou égales à 2 ‰.

La liaison étroite entre salure pédologique et hydromorphie fluvio-marine est bien mise en évidence par l'étude de la composition ionique des eaux fluvio-marines et des nappes d'une part, des sels solubles dans les sols d'autre part. Cette étude permet également de voir les tendances évolutives des sols du point de vue de leur salinité.

A. Composition ionique des eaux fluvio-marines et fluviales

La représentation des analyses a été faite sur diagrammes verticaux semi-logarithmiques type Schoeller [1].

Dans les estuaires, d'aval en amont, on observe en général d'abord des eaux à composition telles que $Cl>SO_4>CO_3$ et $Na>Mg>Ca$, puis des eaux dans lesquelles $CO_3>Cl>SO_4$ et $Ca>Na>Mg$ avec des types intermédiaires tels que $Cl>CO_3>SO_4$ et $Na>Mg>Ca$ ou $Na>Ca>Mg$ (cfr fig. 80, 81 et 82).

Les valeurs observées dans le cas du Mangoky par exemple sont les suivantes (prélèvements à marée haute) :

N° échantillon	N° de la courbe sur figure 80	Conductivité en micromhos/cm à 25°C	SO_4/Cl	Mg/Ca
D 1	1	22.350	0,100	5,61
D 4	2	5.030	0,085	4,26
D 5	3	2.700	0,077	3,28
D 8	4	1.300	0,080	2,46
D 10	5	225	0,26	0,85
TA 5	6	105	0,66	0,20
SOA 7	7	41	traces	0,47

Les trois premiers échantillons prélevés en aval sont tels que dans leur composition ionique $Cl>SO_4>CO_3$ et $Na>Mg>Ca$. Les 4e et 5e échantillons sont tels que $Cl>CO_3>SO_4$ avec $Na>Mg>Ca$ puis $Na>Ca>Mg$. Pour les deux derniers, on a $CO_3>Cl>SO_4$ et $Ca>Na>Mg$. Le dernier échantillon n'a pas été prélevé dans la plaine deltaïque mais à la sortie du massif ancien.

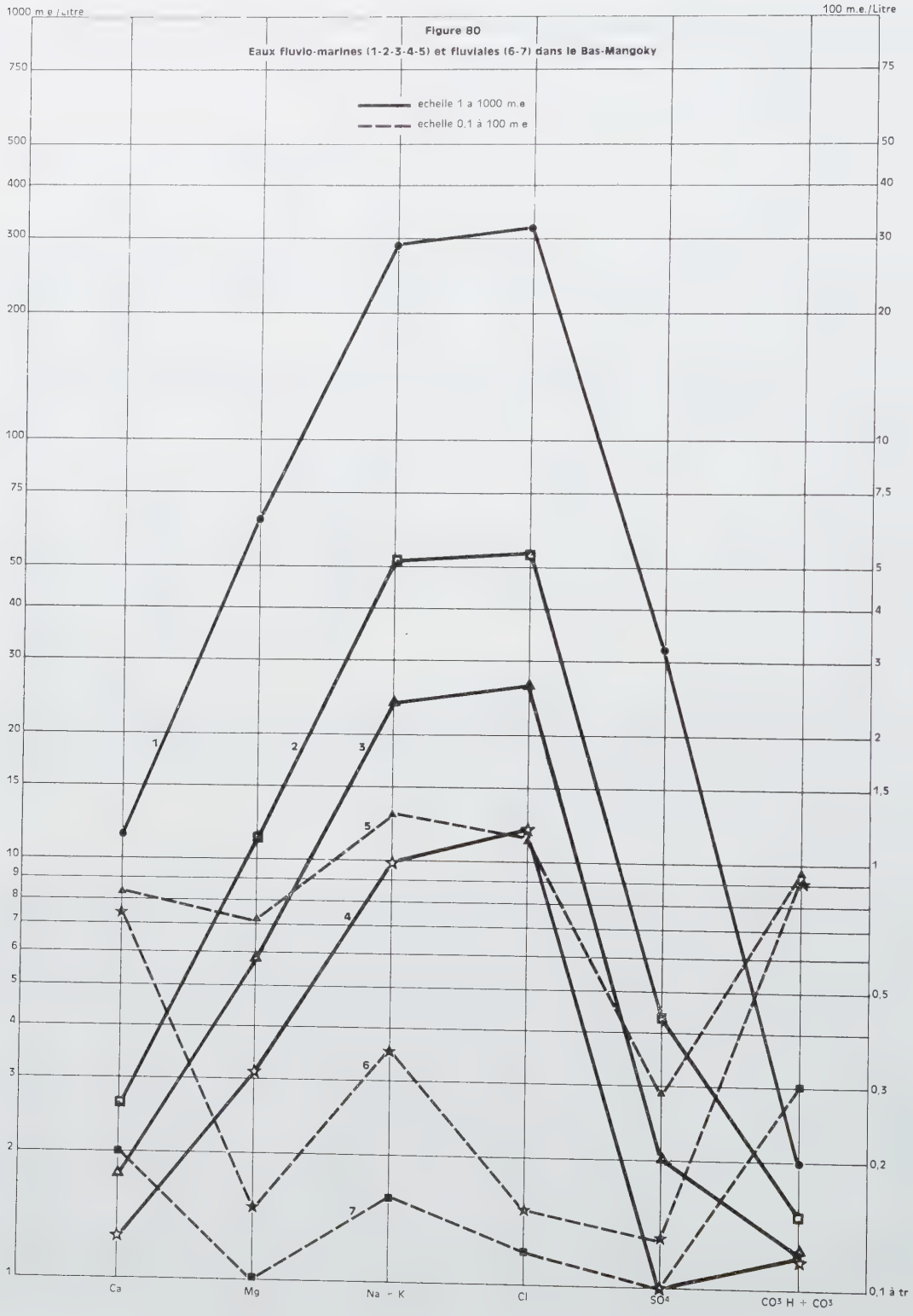
B. Composition ionique des eaux de nappe

Nous exposerons seulement en détail les observations faites dans le Bas-Mangoky. Celles-ci sont basées sur 80 prélèvements de nappes en saison sèche dans l'ensemble du delta.

La figure 83 montre les différents types de nappes du point de vue de la composition onique. Ces échantillons représentatifs ont les caractéristiques suivantes :

N° échantillon	N° de la courbe sur figure 83	Conductivité en micromhos/cm à 25°C	SO_4/Cl	Mg/Ca
NM 18	(1)	4.700	0,071	6,8
EM 17	(2)	18.200	0,036	0,47
NM 13	(2 bis)	470	0,31	0,69
NM 1	(3)	2.800	1,19	2,33
NM 3	(4)	136	1,37	0,52
NM 6	(4 bis)	208	0,34	0,42
NM 8	(4 ter)	56	0,12	0,35

[1] H. Schoeller (1962), pp. 324 à 329.


1000 m.e./Litre
100 m.e./Litre
Figure 80
Eaux fluvio-marines (1-2-3-4-5) et fluviales (6-7) dans le Bas-Mangoky
echelle 1 a 1000 m.e
echelle 0,1 à 100 m.e
1000
750
500
400
300
200
100
75
50
40
30
20
15
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1
100
75
50
40
30
20
10
7,5
5
4
3
2
1,5
1
0,5
0,3
0,2
0,1 à tr
1
2
3
4
5
6
7
Ca
Mg
Na + K
Cl
SO4
CO3 H + CO3

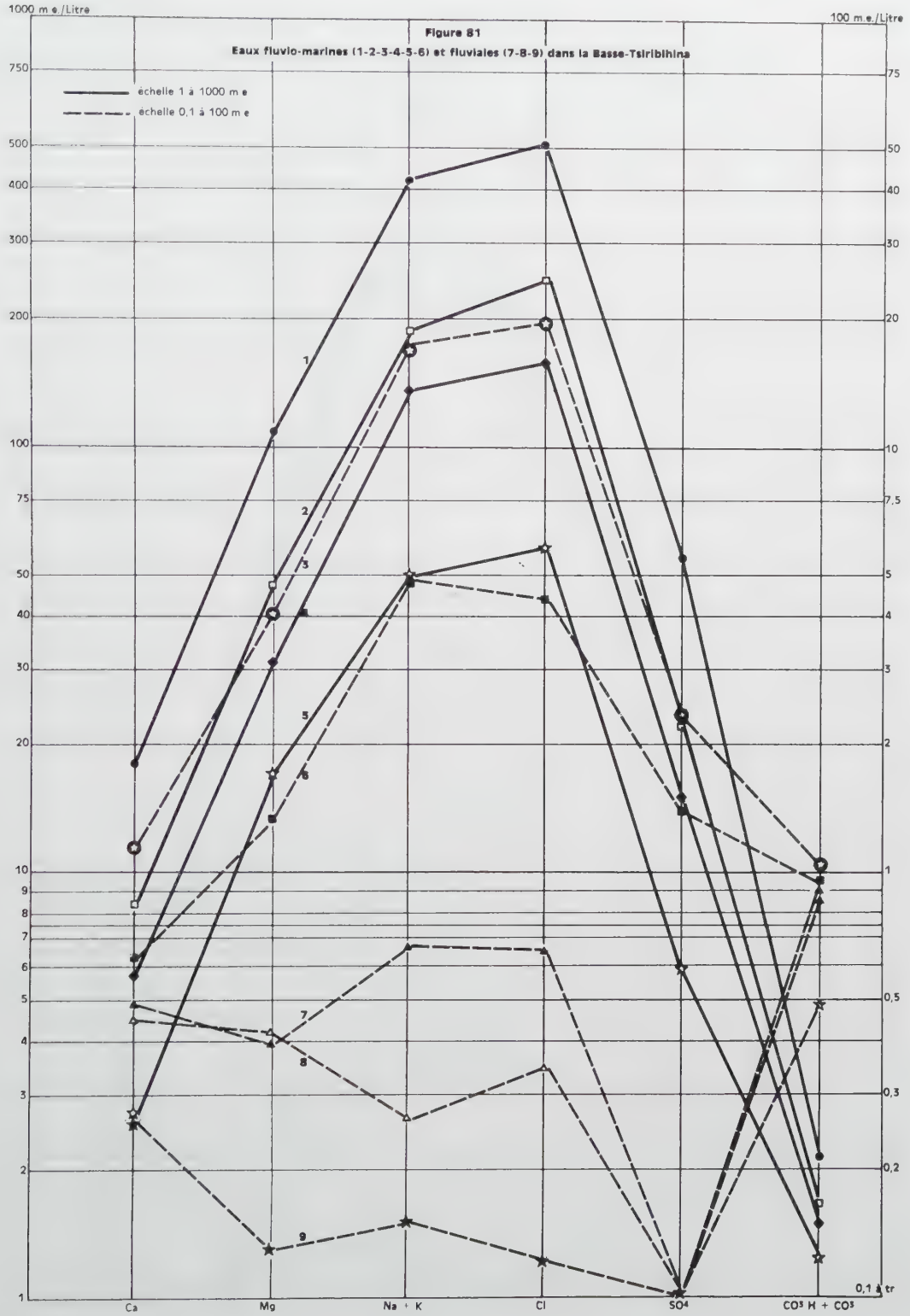
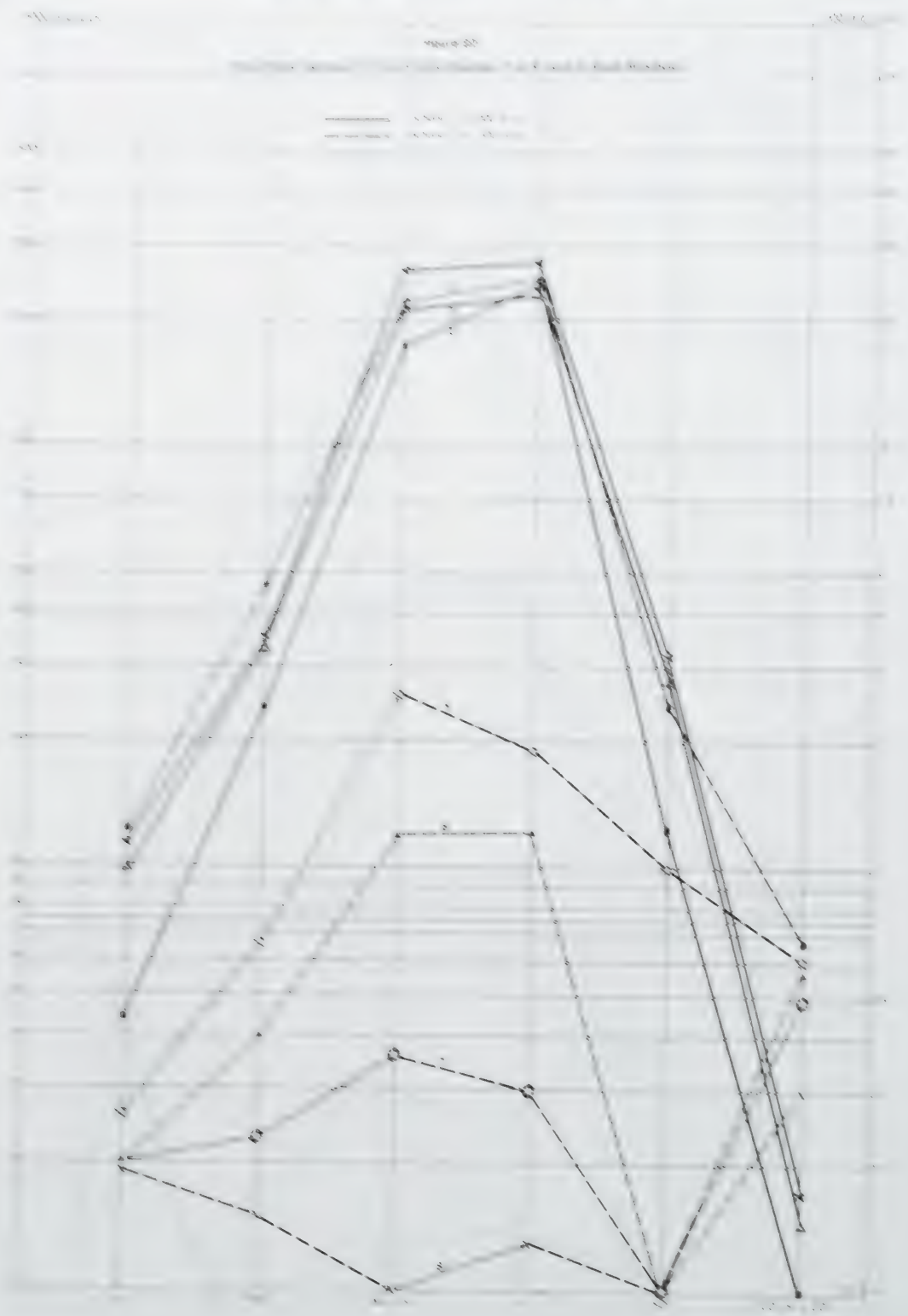
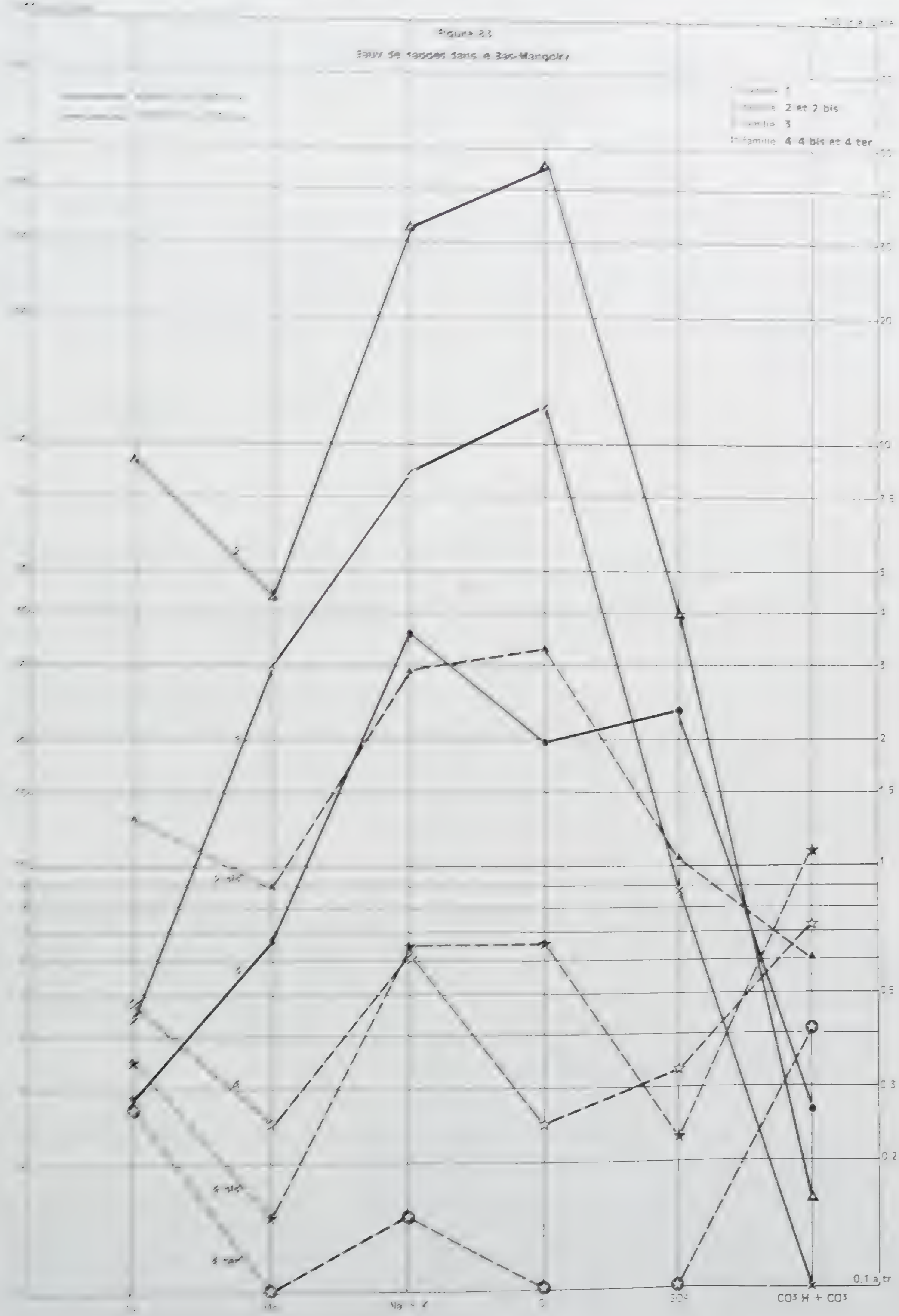


Figure 81

Eaux fluvio-marines (1-2-3-4-5-6) et fluviales (7-8-9) dans la Basse-Tsiribihina




2 et 2 bis
3
4 4 bis et 4 ter
2
2 bis
4 bis
4 ter
10
7,5
5
4
3
2
1,5
1
0,5
0,3
0,2
0,1 à tr
SO4
CO3 H + CO3

Les eaux de nappes à composition ionique telle que $Cl > SO_4 > CO_3$ appartiennent soit au milieu fluvio-marin, soit à des zones alluviales à salure résiduelle, laquelle est généralement observable à moyenne profondeur mais rarement visible en surface du sol (pas de structures particulières).

a) 1re famille : $Cl > SO_4 > CO_3$
et $Na > Mg > Ca$

Dans les zones de mangroves et les secteurs intermédiaires du milieu fluvio-marin, la composition cationique des eaux de nappe est telle que $Na > Mg > Ca$. Ces eaux ont très généralement une salinité moyenne à forte et sont moyennement à fortement chlorurées, c'est-à-dire $Cl > 40$ m.e./litre. Dans les secteurs intermédiaires, il est fréquent que les eaux de nappes aient une teneur en chlore voisine de celle de l'eau de mer, pour laquelle $Cl = 560$, ou même supérieure.

La majorité des eaux de nappes de cette famille dérive donc directement des eaux fluvio-marines étudiées ci-dessus, comme cela apparaît bien sur les représentations graphiques (cfr courbe (1), fig. 83).

b) 2e famille : $Cl > SO_4 > CO_3$
et $Na > Ca > Mg$

Ces eaux de nappes ont été en général prélevées dans la partie interne de la plaine deltaïque du Bas-Mangoky, en particulier sur la rive gauche. Il s'agit soit d'eaux fluviales légèrement chlorurées au contact de sédiments fluvio-marins, subactuels ou quaternaires et par conséquent à faible salinité (cfr courbe (2 bis), fig. 83), soit d'eaux moyennement ou fortement salines, fortement chlorurées, correspondant à des zones salines résiduelles plus ou moins profondes. Ce type de nappe a été fréquemment observé (courbe (2) à proximité de reliefs calcaires (éocènes ou quaternaires) et dans les sols correspondants, les dépôts calcaréo-gypseux (taches, pseudo-mycelium, microcristaux) sont fréquents.

Ce sont ces nappes qui rendent la recherche d'eau potable aléatoire dans le périmètre agricole du Bas-Mangoky (environs de Tanandava).

c) 3e famille : $SO_4 > CL > CO_3$
et $Na > Mg > Ca$

Il s'agit d'eaux de nappes moyennement salines (cfr courbe (3), fig. 83) prélevées dans des zones à salinité résiduelle, celle-ci ne se manifestant pas toujours par des phénomènes visibles. Ces eaux sont le plus souvent oligosulfatées ($SO_4 < 24$) et le rapport SO_4/Cl est généralement compris entre 1,0 et 1,5. Parmi les cations, le sodium est nettement prédominant. Comparativement aux types précédents, ce type de nappe est moins fréquent.

d) 4e famille : $CO_3 > SO_4 > CL$ ou $CO_3 > CL > SO_4$
et $Na > Ca > Mg$ ou $Ca > Na > Mg$

Ce type correspond aux nappes d'origine fluviale. Ce sont des eaux à faible ou très faible salinité (cfr courbes (4), (4 bis) et (4 ter); fig. 83).

Il faut cependant faire une remarque importante : dans de nombreuses plaines alluviales, en particulier dans les plaines du Nord-Ouest, où le remblaiement fluviatile de la basse vallée n'est pas très avancé, les types de nappes des 2e et 3e familles sont peu fréquents ou absents. On passe alors très rapidement des eaux de nappe fluvio-marines (1re famille) aux aux fluviales à salinité faible (cfr fig. 84 et 85). L'influence des couches sédimentaires calcaires

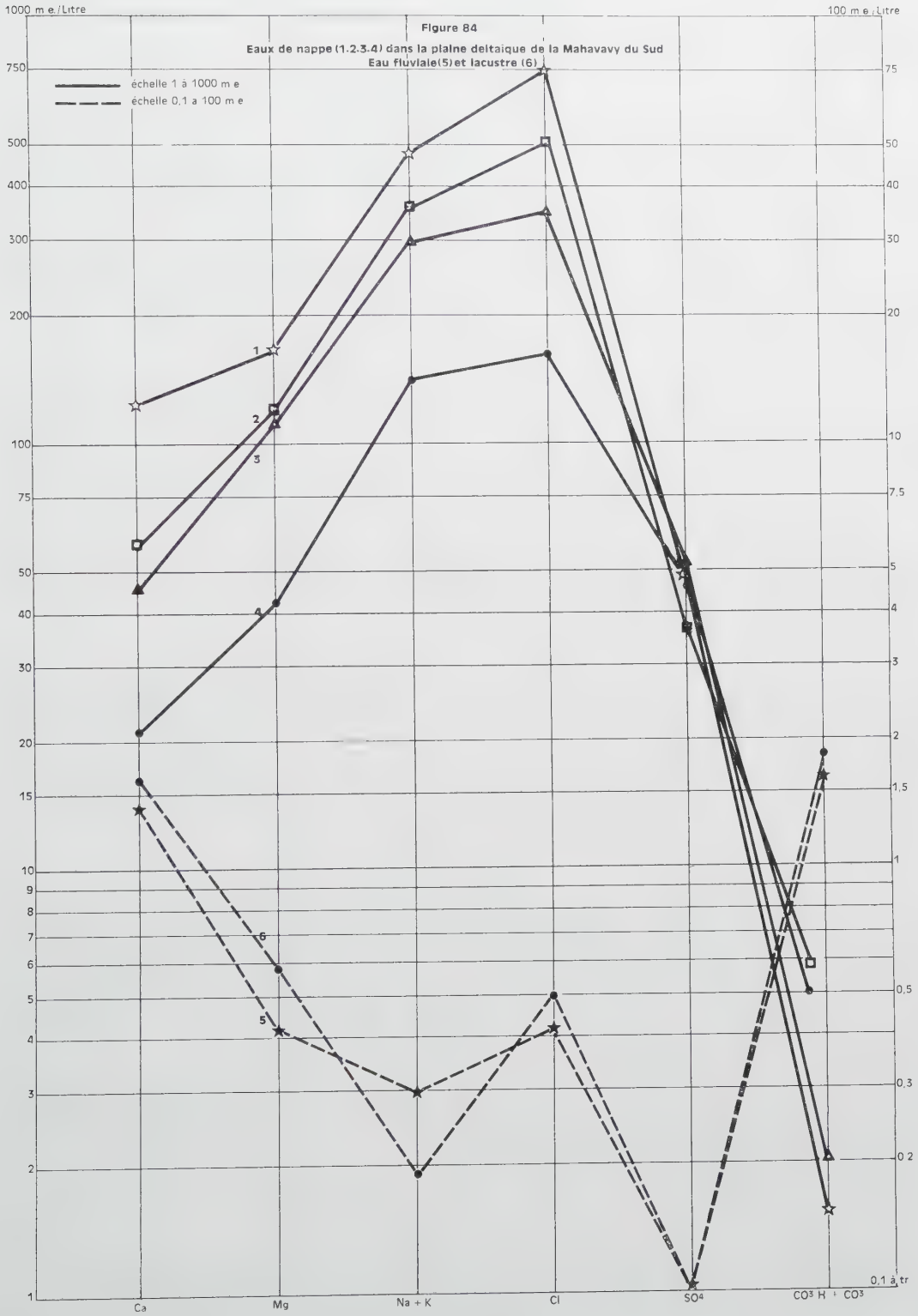


Figure 84

Eaux de nappe (1-2-3-4) dans la plaine deltaique de la Mahavavy du Sud
Eau fluviale(5)et lacustre (6)

sur la périphérie de la plaine, se fait parfois sentir par des teneurs plus élevées en carbonates (cfr courbes (1) et (5), fig. 85).

C. Composition ionique des sels solubles dans les sols

D'après nos résultats analytiques, du point de vue de la composition ionique, les sols halomorphes se répartissent en trois types. Ces trois types sont représentés sur la figure 86 par quelques exemples caractéristiques.

La même présentation des résultats que celle utilisée pour les eaux, a été adoptée, mais nous avons ajouté ici la some Ca – Mg, pour tenir compte du rapport (Na – K) (Ca – Mg) comme l'ont proposé différents auteurs, en particulier les pédologues russes [1].

a) 1er type : $(Na+K)/(Ca+Mg) > 1$ $\quad Mg/Ca > 1$ $\quad Cl > SO_4 > CO_3$

Les sols où la composition des sels solubles est conforme à ces critères, peuvent être classés comme « solontchaks » sodiques [(Na – K) (Ca – Mg) > 4] ou solontchaks et magnésiens.

Si le complexe absorbant de ces sols est riche en sodium ou magnésium (plus de 15 à 20%) ce sont des sols à alcalis.

Cette composition ionique correspond à celle des eaux de nappe de la 1re famille (cfr paragraphe précédent et fig. 83). Il s'agit de sols soumis à l'influence directe et quasi permanente de la nappe fluvio-marine littorale.

b) 2e type : $(Na+K)/(Ca+Mg) > 1$ $\quad Mg/Ca < 1$ $\quad Cl > SO_4 > CO_3$

Ces sols peuvent être classés comme solontchaks sodiques et calciques (ou sols à alcalis si le complexe absorbant est riche en sodium). La composition des sels solubles de ces sols correspond à celle des eaux de nappe de la 2e famille. Ce sont des sols soumis soit à des nappes fluvio-marines plus ou moins diluées par les eaux douces et dont les variations dans le profil sont plus importantes que dans le cas précédent, soit à des nappes enrichies au contact de dépôts salins quaternaires ou subactuels (salure résiduelle).

c) 3e type : $(Na+K)/(Ca+Mg) < 1$ $\quad Mg/Ca < 1$ $\quad SO_4 > Cl > CO_3$

Ces sols peuvent être classés comme solontchaks calciques ou sols peu salés à alcalis s'ils ont perdu une partie notable de leurs sels solubles, tout en conservant un complexe absorbant riche en sodium ($Na/S > 15$ à 20%). Ce type correspond généralement aux nappes de la 3e famille, mais ces nappes sont souvent profondes tandis qu'en saison des pluies ces sols peuvent être soumis à une inondation temporaire par des eaux fluviales. Les dépôts gypseux en pseudo-myceliums ou microcristaux y sont fréquents.

Selon les trois types de composition ionique définis ci-dessus, du point de vue de leurs sels solubles, les sols halomorphes et à engorgement non permanent, dont le profil a été décrit dans le texte, se répartissent de la manière suivante :

— Groupe des sols salins :

1er type : A 28 [2] -30-31-32
2e type : A 20-29

[1] Cfr en particulier I.N. Ivanova et A.N. Rosanov (1939) cités par J.H. Durand (1958), pp. 43 à 46.
[2] Cas exceptionnel : salure d'origine sédimentaire et profil situé dans la basse vallée du Mangoky.

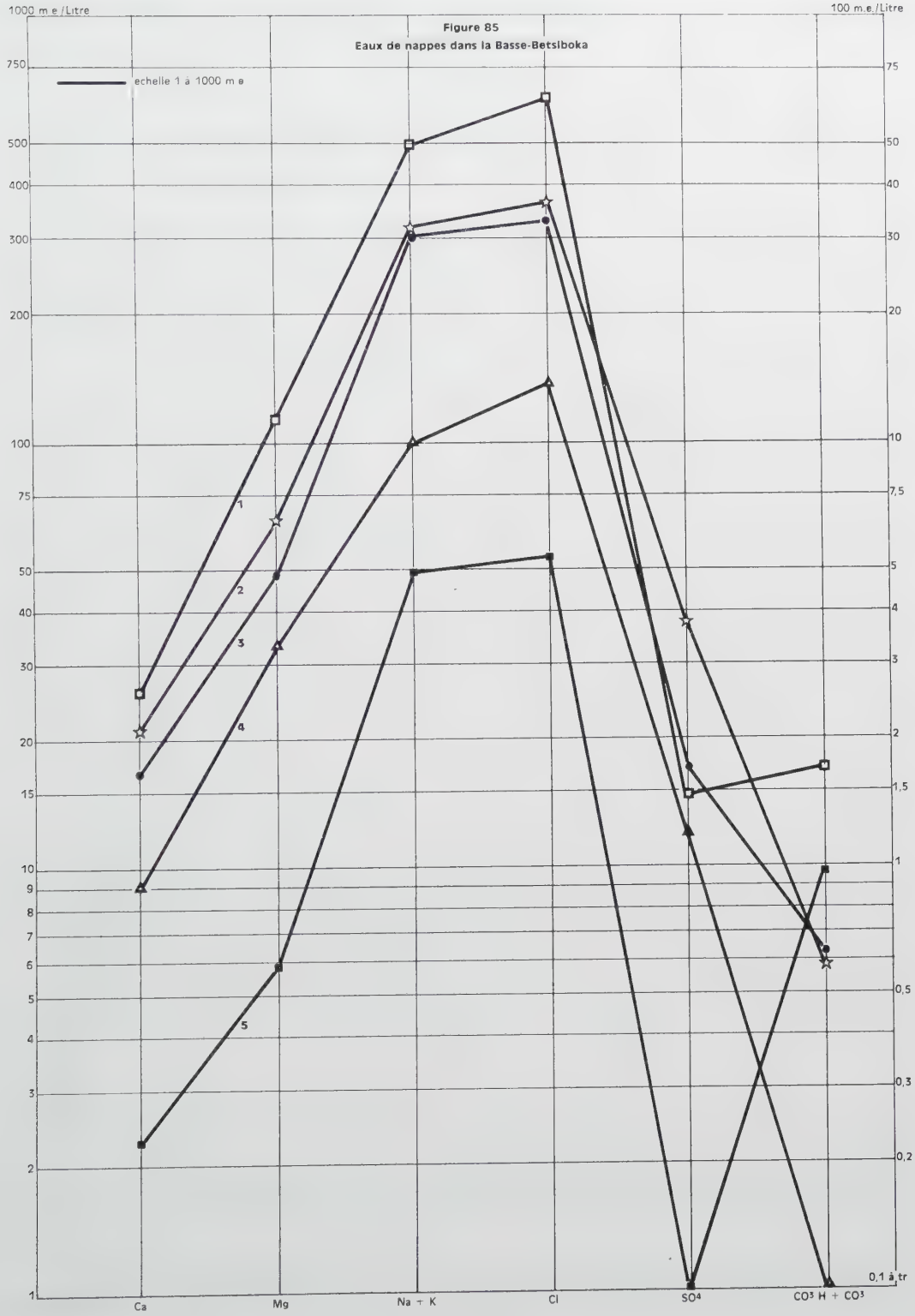
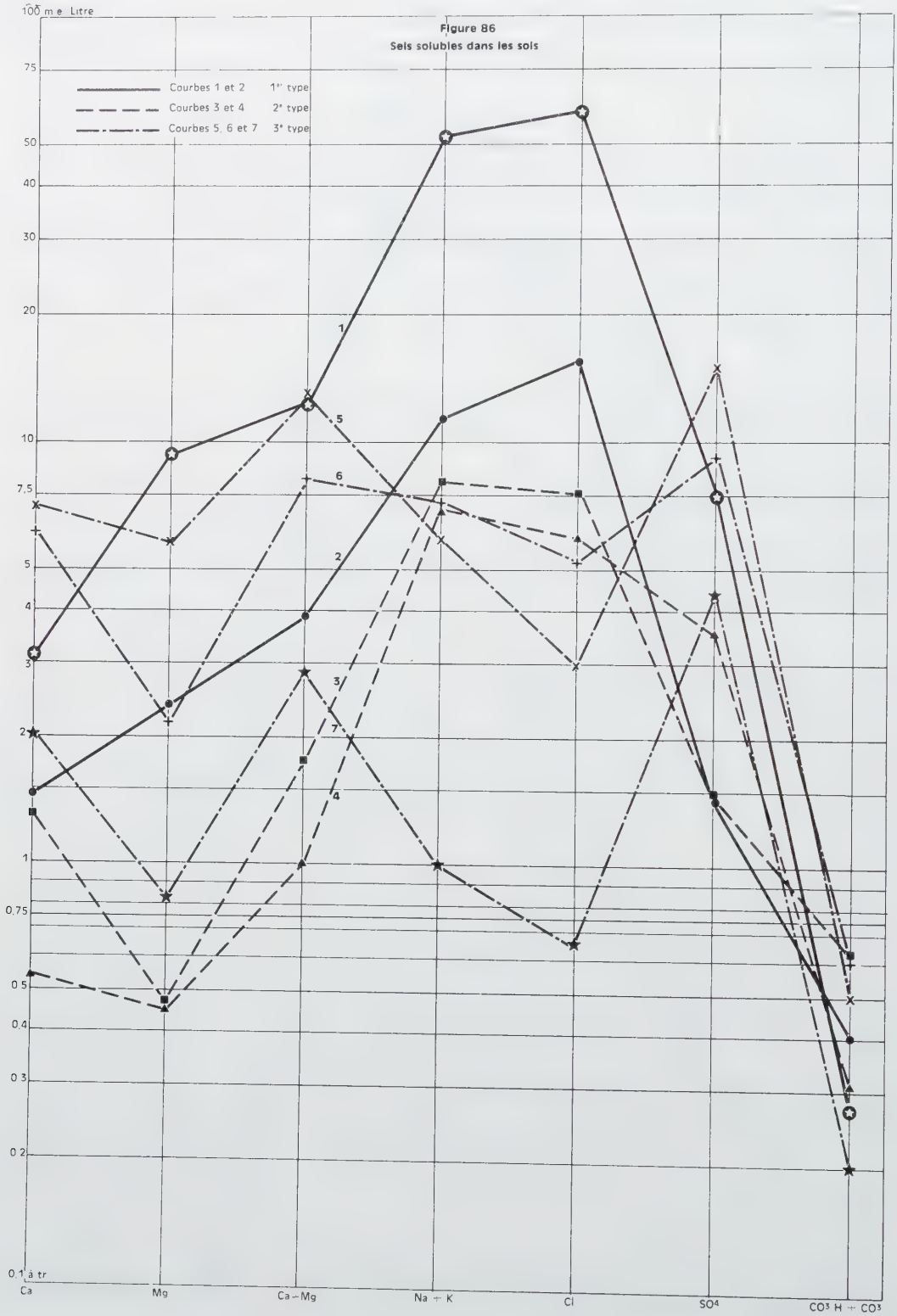


Figure 85
Eaux de nappes dans la Basse-Betsiboka
1000 m.e./Litre
100 m.e./Litre
echelle 1 à 1000 m.e
1
2
3
4
5
Ca
Mg
Na + K
Cl
SO4
CO3 H + CO3
0,1 à tr


100 m e Litre
Figure 86
Sels solubles dans les sols
Courbes 1 et 2 1er type
Courbes 3 et 4 2e type
Courbes 5, 6 et 7 3e type
75
50
40
30
20
10
7,5
5
4
3
2
1
0.75
0.5
0.4
0.3
0.2
0.1 à tr
1
2
3
4
5
6
7
Ca
Mg
Ca – Mg
Na + K
Cl
SO4
CO3 H + CO3

— Groupe des sols salés à alcalis :

1er type : A 57-58
2e type : A 21-22-33
3e type : A 23-24-25 [1]

— Vertisols à caractères de salure :

3e type [2] : A 49-50-51-59-63-64

L'étude morphologique et analytique des profils d'une part, la répartition selon les trois types de composition ionique des sels solubles d'autre part, dans les différentes catégories de sols alluviaux, permettent de dégager et de préciser une évolution des sols du point de vue de la dynamique des sels.

Cette évolution, d'ailleurs dans une certaine mesure prévisible, est liée comme nous l'avons vu, à la fois aux phénomènes de dilution et d'échanges dans les nappes fluvio-marines et à certaines tendances évolutives des profils, en particulier la tendance vertique. On observera donc un passage du 1er au 3e type en fonction de l'éloignement du profil par rapport au secteur littoral actuel et de l'évolution pédogénétique plus ou moins nette du dépôt alluvial.

On peut donc penser que dans l'Ouest malgache, malgré la longue saison sèche bien individualisée, l'évolution des sols salés se fait surtout par lessivage en saison des pluies (inondations temporaires) dès l'instant où la nappe descend en saison sèche à une profondeur suffisante pour éviter une remontée des sels par évaporation capillaire. Il y a surtout élimination des chlorures très solubles et accumulation relative et modérée des sulfates dans les horizons moyens (microcristaux de gypse fréquents dans les profils étudies). Le dépôt des sulfates peut être accentué par l'oxydation des sulfures dans le cas de sols plus ou moins riches en matière organique (des teneurs élevées ne sont pas indispensables pour la réalisation de ce phénomène) asséchés au moins partiellement en saison sèche. On observe alors une acidification secondaire dans une partie au moins du profil.

Les phénomènes d'évaporation en saison sèche, avec formations d'efflorescences salines et de structures poudreuses, sont surtout fréquents dans les secteurs intermédiaires du milieu fluvio-marin, et d'une manière générale lorsque la nappe riche en sels se maintient à faible profondeur (1,5 à 2 m) en saison sèche, mais surtout lorsque la partie supérieure du profil reste longtemps humide, jusqu'à une période avancée de la saison sèche. Au contraire, le crevassement largement développé et profond dans les sols en voie d'évolution — vertisols et sols à tendance vertique — facilite en début de saison des pluies le lessivage des sels, en particulier des chlorures, dans les horizons supérieurs (solontchaks calciques et sols peu salés à alcalis).

5 Néoformations

Nous avons montré au chapitre précédent, l'importance de l'héritage mécanique sur la nature des argiles dans les dépôts et les sols du milieu sédimentaire récent. Dans ce milieu

[1] Premier type en profondeur.
[2] La plupart de ces profils ont des horizons profonds appartenant au 1er ou 2e type car la salinité augmente en profondeur.

géologiquement très jeune, les transformations de ces minéraux argileux ne sont guère sensibles.

Les transformations par addition ou « agradations », qui se produisent bien en milieu confiné et sont connues dans la sédimentation actuelle et les faciès sursalés [1] sont peu probables. En effet, ces agradations partent de feuillets de minéraux à trois couches, ouverts par altération, pour aboutir à des minéraux normaux du type mica ou chlorite. Or, la plupart des sols alluviaux et des dépôts sédimentaires récents, y compris ceux en milieu marin précontinental, se caractérisent par de faibles quantités de minéraux micacés dans leur fraction argileuse.

Reste le cas des néo-formations : la néo-genèse peut expliquer certaines proportions très élevées de montmorillonite dans des sols de plaines alluviales dont les bassins versants fournissent en principe dans la fraction argileuse, un cortège minéralogique où le mélange de deux ou trois espèces est la règle. On sait que la montmorillonite apparaît par néo-formation en particulier dans les sols steppiques et les sols calcimorphes hydromorphes de pays chauds auxquels on rattache fréquemment les vertisols [2,3]. Dans ce milieu, selon G. Millot : « les hydrolyses existent mais le drainage est assez faible pour que les solutions séjournent tandis que l'évaporation les concentre. »

On peut donc concevoir qu'en milieu hydromorphe salin, mais surtout basique et riche en cations, à hydrolyse limitée ou périodique, il y ait également néo-formation de minéraux du type montmorillonite.

En fait, si l'on en juge d'après nos résultats, il est difficile d'être affirmatif en ce sens, car les variations de composition dues à l'héritage peuvent être notables entre deux dépôts successifs.

Les cas les plus nets en faveur d'une néo-formation concernent des sols salins à fortes oscillations de la nappe et gley profond, pour lesquels on observe une augmentation progressive du taux de montmorillonite de 40 à 70 ou 80% avec la profondeur. Les horizons supérieurs de ces sols, déposés récemment présentent par ailleurs une évolution pédologique faible (cfr en particulier les profils A 31 et 41).

Dans les vertisols et les sols à tendance vertique, les proportions de montmorillonite sont fréquemment très élevées (70 à 100%) dans tous les horizons. On peut penser que leur stade d'évolution en est la cause, mais leur matériau originel est également riche en ce minéral.

CONCLUSION — Évolution des sols alluviaux

Nous avons montré précédemment que les milieux de sédimentation se reflétaient à l'origine dans les dépôts récents — sols minéraux bruts — par une répartition texturale et des faciès sédimentologiques caractéristiques.

[1] G. Millot (1964), p. 367 et ss.
[2] P. Duchaufour (1965), p. 249.
[3] H. Paquet, R. Maignien et G. Millot (1961).

Compte tenu de la nature minéralogique des argiles (présence très fréquente du type montmorillonite), c'est surtout dans les matériaux fins que l'évolution pédogénétique est la plus poussée.

Il apparaît que sur le versant occidental malgache le facteur le plus général, dans les tendances évolutives des sols alluviaux, est l'hydromorphie. Ce facteur est naturellement très important pendant la saison des pluies, où se produisent des inondations plus ou moins prolongées propres aux plaines deltaïques et de niveau de base. Pendant la saison sèche, les conditions géomorphologiques — zones dépressionnaires, nappes peu profondes — prolongent son action.

Nous avons insisté également sur le fait que dans le cas des sols salés, étant donné l'origine des sels, salure et hydromorphie sont deux phénomènes étroitement liés.

Enfin, dans la formation des vertisols, l'hydromorphie à drainage externe limité, joue également un rôle important.

Dans le tableau XXIX, nous avons schématisé les principales tendances évolutives des sols alluviaux à partir des dépôts dans les différents milieux. Sur ce tableau, les traits pleins indiquent les filiations génétiques normales, les traits en tiretés les intermédiaires possibles et les interactions entre les différentes tendances.

Ces tendances évolutives sont les suivantes :

1 — Sédimentation : Les apports annuels importants empêchent toute évolution (zones à alluvionnement rapide);

2 — Début d'évolution (ou inceptisation) [1] : En conditions de bon drainage (nappes profondes à fortes oscillations, sols légers), et sous un couvert forestier ou de pseudo-steppe, il se produit une différenciation de l'horizon *A*. Les caractères de cet horizon et de sa matière organique permettent de penser que l'évolution du sol se fait dans le sens de celles des sols iso-humiques de climat chaud;

3 — Salinisation : Action des nappes fluvio-marines à faible profondeur dans les dépôts récents;

4 — Alcalinisation : Action prolongée des nappes fluvio-marines ou des nappes enrichies en sels au contact des dépôts quaternaires ou subactuels. Si la nappe devient profonde ou à fortes oscillations, il peut se produire, par inondation d'eaux douces, un lessivage partiel ou total des sels solubles dans les horizons supérieurs, mais le complexe absorbant reste riche en sodium (tendance solonetzique mais sans lessivage des argiles);

5 — Évolution vertique : Hautes teneurs en argiles gonflantes liées à une différenciation structurale et à des couleurs foncées dans les horizons supérieurs;

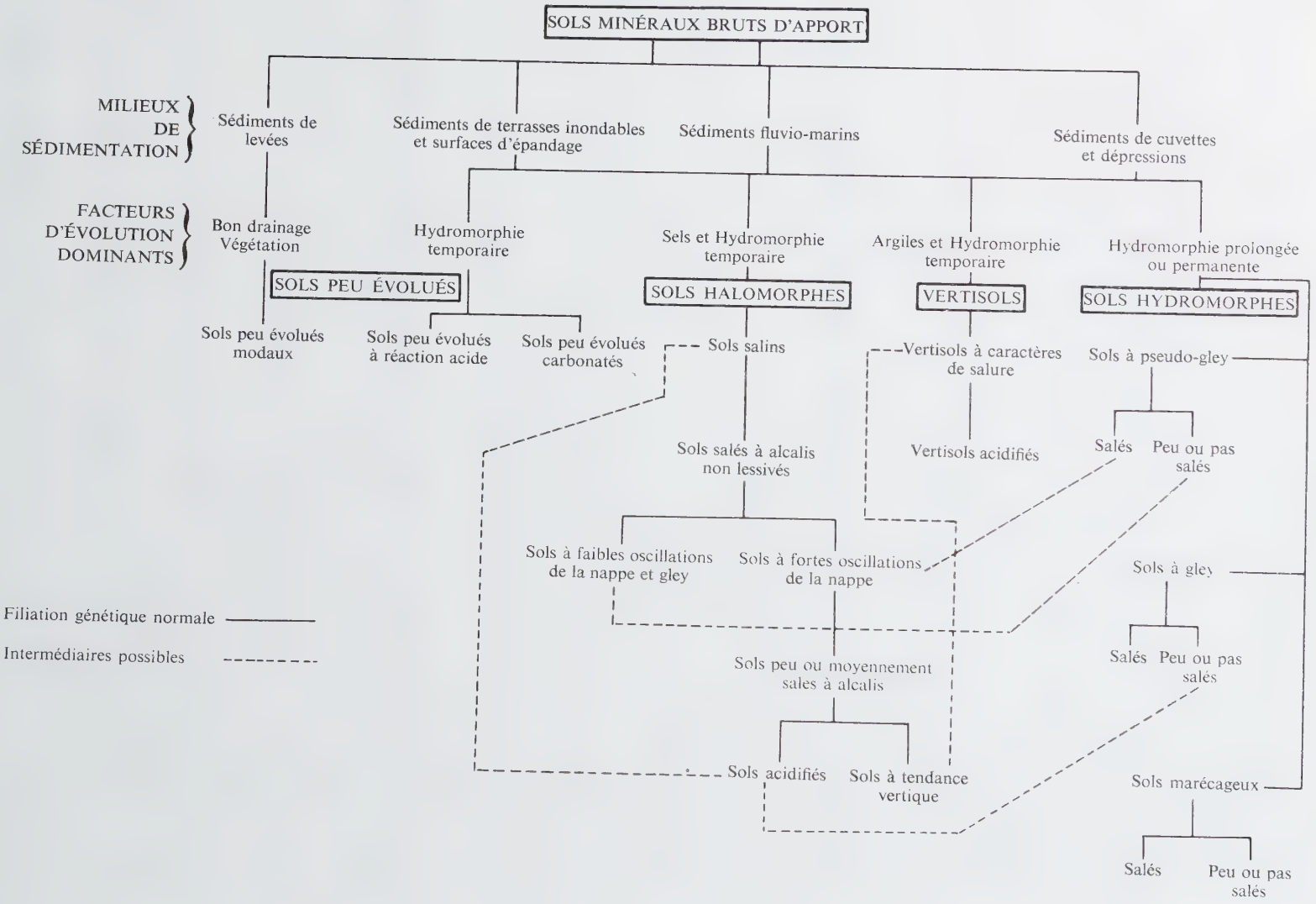
6 — Oxydo-réduction des composés du fer : Formation d'horizons tachetés ou de gley;

7 — Humification marécageuse : Accumulation de matière organique en conditions d'engorgement quasi permanent;

8 — Oxydation des composés du soufre : Formation de sols acides à sulfates. L'acidification des horizons supérieurs peut se surimposer aux quatre tendances évolutives précédentes.

[1] Terme formé sur la racine « incepti » (début, commencement) utilisée par la classification américaine pour définir l'ordre des Inceptisols qui correspondent en partie aux sols peu évolués de la classification française.

ÉVOLUTION DES SOLS ALLUVIAUX



CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Le versant occidental de Madagascar, de par sa situation géographique, sa constitution géologique, son relief, sa végétation et ses sols constitue un domaine privilégié pour l'étude de la sédimentation détritique d'origine continentale en milieu tropical.

Lorsqu'on aborde l'Ile par avion à l'Ouest, le degré de dénudation et les multiples formes de ravinements, l'intense coloration des eaux fluviales et fluvio-marines en saison des pluies, font mesurer l'ampleur des phénomènes d'érosion et d'apport.

L'histoire géologique d'un bassin sédimentaire révèle fréquemment des discontinuités majeures qui jalonnent et rythment les périodes de sédimentation. Pour les dépôts récents et actuels, nous manquons de recul dans le temps pour juger de telles discontinuités et les possibilités d'observation en surface sont souvent plus réduites. L'étude détaillée des sédiments récents et des sols alluviaux permet cependant de dégager les tendances actuelles du couple érosion-sédimentation, et d'analyser ses composantes. Elle aboutit par ailleurs à une meilleure compréhension des milieux de sédimentation dans les plaines de niveau de base et la marge continentale.

* * *

Sur le plan général, cette étude doit être replacée dans le cadre de l'histoire sédimentaire de Madagascar. Si l'on considère la sédimentation dans les bassins de Morondava et de Majunga, avant l'époque tertiaire la prédominance des séries sablo-argileuses apparaît assez nettement (cfr 2e partie, chap. VII). Il est permis de penser qu'aux époques les plus anciennes l'héritage du socle métamorphique a joué un rôle important. Ainsi les séries détritiques sablo-argileuses, à montmorillonite, de l'Isalo pourraient être dues au remaniement de complexes d'altérations et de sols formés en climat tropical à longue saison sèche et en conditions de drainage déficient.

A l'Éocène la sédimentation malgache a un caractère chimique basique, à montmorillonite seule ou très dominante. A l'exemple de ce qu'on observe pour les bassins tertiaires périafricains, ces dépôts carbonatés devraient pouvoir être liés à des altérations intenses du socle, lors d'une grande période tropicale humide et forestière, c'est-à-dire, dans le langage de H. Erhart (1956), lors d'une phase « biostasique ». Cette phase est probablement liée à une période de stabilité du socle.

A Madagascar, on a d'ailleurs les preuves de la profonde altération du socle avant la période néogène. Dans l'Extrême-Sud, la série continentale d'Andranoabo recouvre le socle

précambrien très altéré et kaolinisé. Dans le centre de l'Ile, les coulées volcaniques plio-quaternaires de l'Ankaratra et de l'Itasy recouvrent des zones d'altération ferrallitique très profondes.

Les caractères des dépôts sont en faveur d'une modification profonde dans le cycle géochimique des bassins occidentaux à la fin de l'Éocène ou peut-être un peu avant (éocène supérieur gréseux continental dans le bassin de Morondava). Érosion et régressions deviennent les phénomènes majeurs. Le glacis des dépôts pliocènes (surface fini-tertiaire) se prolongeait bien au-delà des rivages actuels. La série inférieure pliocène se rapproche par ses caractères des dépôts fins actuels et la kaolinite fait son apparition. Dans la série supérieure gréseuse ce minéral argileux est seul présent (cfr 2e partie, chap. VIII). C'est un phénomène analogue à celui observé dans le Continental Terminal des bassins de sédimentation africains et que G. Millot (1964) appelle l'« invasion par la kaolinite détritique ».

Les faciès du pliocène supérieur malgache indiquent nettement la phase culminante d'une période de rupture dans la sédimentation, autrement dit une période « rhexistasique » selon la théorie de Erhart. A cette rupture d'équilibre correspond une activité tectonique certaine (tectonique verticale dans l'éocène et le socle, éruptions volcaniques). Les changements dans la sédimentation au pliocène sont peut-être liés également à des variations climatiques et à des modifications du couvert végétal.

A notre avis, ces changements climatiques ont exercé davantage d'influence sur les modes d'érosion et la végétation que sur la nature profonde des altérations. Les phénomènes de concrétionnement et de cuirassement à la fin du cycle pliocène, révèlent un climat tropical à saison alternantes peu différent de l'actuel. En corrélation avec les mouvements tectoniques, ce sont donc les périodes sèches (tendance semi-aride) qui ont dû être déterminantes. L'existence d'une de ces périodes est très probable à la fin du Pliocène ou au Quaternaire ancien, surtout si l'on admet que, comme en Afrique, les phases arides se placeraient au cours de périodes de régression (J. Tricart 1961 b). A cette phase sèche correspondent la mise en place d'un énorme système dunaire dans l'Extrême-Sud et le Sud-Ouest (Aepyornien ancien de R. Battistini, 1959), la pédimentation et le concrétionnement local des aplanissements de moyenne altitude dans le socle avec dégagement de dômes et d'« inselberg » (J. Hervieu 1963), le remblaiement de certaines basses vallées dans la zone sédimentaire (J. Hervieu 1964).

La rubéfaction poussée de ces formations quaternaires anciennes laisse supposer, au moins dans le Sud, l'existence d'autres variations paléoclimatiques. Ainsi les sables roux du Sud sont considérés comme des paléosols (J. Hervieu 1959, R. Battistini 1964). Que les périodes sèches aient favorisé la déforestation et par suite l'érosion, est un fait aisément concevable. Certains sols ferrallitiques typiques du socle ancien pourraient même être considérés comme des paléosols à évolution très lente en profondeur, dont la formation remonterait à une période humide forestière et évoluant actuellement comme des sols ferrugineux tropicaux (J. Riquier 1957, J. Hervieu 1963). On voit bien alors comment l'occupation humaine n'aurait fait qu'accentuer un déséquilibre bioclimatique naturel, mais son rôle dans les phénomènes actuels n'en demeure pas moins très important.

Sur le versant occidental malgache, de l'Éocène au Pliocène inclus, est ainsi réalisée la série évolutive d'origine pédologique définie par H. Erhart (à l'exception des charbons engendrés par la destruction de la forêt) :

Carbonates (Éocène) — Argiles détritiques (Pliocène inférieur) — Sables ou grès (Pliocène supérieur) — Conglomérats (Pliocène terminal).

Les hydroxydes de fer et d'alumine, engendrés par le remaniement des profils latéritiques et liés aux argiles kaoliniques, font défaut, mais, même à l'époque actuelle, cuirassement et concrétionnement sont loin d'être une caractéristique générale des altérations ferrallitiques et ferrugineuses du massif ancien malgache. Cette série évolue des sédiments chimiques vers les détritiques fins puis grossiers et correspond à des conditions régressives. Ces conditions se sont poursuivies pendant le Quaternaire comme en témoigne l'encaissement des basses vallées dans la surface fini-tertiaire. Les dépôts de cette période sont masqués par le remblaiement récent et les transgressions ultérieures.

Si l'on néglige le dernier maximum marin, qui n'a fait qu'accélérer le remblaiement des basses vallées, la période de sédimentation récente évolue vers les détritiques sableux et fins et correspond à des conditions transgressives. Cette période est probablement loin d'être achevée et le rôle de la tectonique y apparaît très atténué. L'ensemble du versant occidental malgache se présente donc comme un « paysage » à érosion mécanique et sédimentation physique depuis le Pliocène. Tectonique et paléoclimats ont probablement joué un rôle majeur à la fin de cette période. Après avoir contribué à la transformation profonde des matériaux continentaux, le climat est devenu l'agent essentiel de l'érosion.

* * *

Sur le plan des résultats, ces recherches ont permis de faire une mise au point sur un milieu naturel complexe, mais particulièrement représentatif de la diversité des facteurs pouvant intervenir dans les bassins versants. L'étude sédimentologique et pédologique des alluvions se trouve ainsi intégrée dans un vaste ensemble géographique.

En milieu tropical, l'étude des phénomènes climatiques et hydrologiques fait apparaître l'importance des paroxysmes dans les actions d'érosion, de transport et de dépôt. Malheureusement les mesures quantitatives font encore trop souvent défaut pour mieux définir les seuils critiques au-delà desquels les agents naturels remanient profondément les matériaux d'un paysage et bouleversent les sites de dépôt.

En ce qui concerne la contribution à l'alluvionnement, ces recherches ont montré l'importance de la pédogenèse, en particulier de la pédogenèse profonde, dans le massif ancien malgache. Dans la couverture sédimentaire, les influences lithologiques et structurales sont au contraire prédominantes.

L'héritage détritique s'affirme, depuis déjà un certain temps, comme le phénomène majeur dans l'érosion des terres émergées. Si « le présent est la clé du passé », l'étude des milieux naturels actuels aide à mieux reconstituer les anciens paysages géochimiques. Dans le cadre malgache, nous espérons avoir apporté une modeste contribution à ces synthèses.

Compte tenu de l'héritage dimensionnel, le milieu alluvial en général classe davantage les matériaux qu'il ne les transforme. Du point de vue minéralogique en particulier, les néoformations sont faibles ou nulles.

C'est surtout en pédogenèse que se fait sentir l'influence de l'« environnement » hydromorphie et halomorphie, dont l'action est rapide, sont les principaux phénomènes d'évolution de ces sols jeunes.

Comparativement à de nombreux sols alluviaux tropicaux, les sols alluviaux de l'Ouest de Madagascar ont une fertilité naturelle relativement élevée, une bonne capacité d'absorption des cations, une capacité de rétention pour l'eau souvent importante. La nécessité d'irriguer en saison sèche certaines cultures, la protection contre les inondations, l'excès de sels dans certaines zones, ne sont pas des obstacles insurmontables à leur utilisation. Avec leurs qualités et leurs défauts, ces sols alluviaux constituent un capital économique et agricole très important dont le plein emploi s'avérera d'ici peu nécessaire, étant donné l'accroissement démographique. Nous espérons que certains des résultats de cette étude, contribueront indirectement, dans un avenir proche, à une meilleure mise en valeur de ces régions.

BIBLIOGRAPHIE

ALDEGHERI, M. (1961). — *Rapport annuel de la Section d'Hydrologie de l'IRSM*, Doc. ronéo. ORSTOM, Tananarive, 67 p.

ALDEGHERI, M. (1962). — *Rapport annuel de la Section Hydrologique de l'IRSM*, Doc. ronéo. ORSTOM, Tananarive, 52 p.

ALDEGHERI M. (1963). — *Rapport annuel de la Section Hydrologique de l'IRSM*, Doc. ronéo. ORSTOM, Tananarive, 53 p.

ALDEGHERI M. (1964). — *Monographie hydrologique de l'Ikopa et de la Betsiboka*, tome A : Les facteurs conditionnels du régime, Doc. ronéo. ORSTOM, Tananarive, 152 p.

ALDEGHERI M. (1965). — *Observations et mesures hydrologiques sur le Mangoky, Résultats de la Campagne 1942-1943*, Doc. ronéo. ORSTOM, Tananarive, 16 p.

ARENES, J. (1954). — *Flore de Madagascar et des Comores*, 150e Famille : Rhizophoracées, Firmin-Didot et Cie, Paris, 42 p.

ASENSIO, I. et CAILLEUX, A. (1959). — Morphoscopie de sables de Madagascar, *Le Naturaliste malg.*, tome XI, fasc. 1-2, pp. 9-18.

AUBERT, G. (1954 a). — *Les sols latéritiques, C.R. du Ve Congrès Intern. Sc. du Sol, Léopoldville*, tome I, pp. 103-118.

AUBERT, G. (1954 b). — *Les sols hydromorphes d'Afrique occidentale française, C.R. du Ve Congrès Intern. Sc. du Sol, Léopoldville*, tome IV, pp. 447-450.

AUBERT, G. (1963). — La classification des sols. La classification pédologique française, *Cahiers de Pédologie* ORSTOM, no 3, pp. 1-7.

AUBERT, G. (1964). — La classification pédologique utilisée par les pédologues français en zone tropicale ou aride, *Sols Africains*, vol. IX, no 1, janvier-avril, pp. 97-105.

AUBERT, G. et DUCHAUFOUR, Ph. (1956). — Projet de classification des sols, *C.R. VIe Congrès intern. Sc. du Sol, Paris*, V, 97, vol. E, pp. 597-604.

AUBERT, G. et SEGALEN, P. (1965). — La classification des sols hydromorphes, Réunion des Pédologues à l'ORSTOM, 15-18 septembre 1964, *Bull. Bibliogr. de Pédologie*, tome XV, fasc. 4, pp. 5-7.

BAGNOULS, F. et GAUSSEN, H. (1957). — Les climats biologiques et leur classification, *Ann. de Géographie*, no 355, pp. 198-220.

BARRABE, L. (1929). — Contribution à l'étude stratigraphique et pétrographique du pays Sakalava, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, tome V, fasc. 3-4.

BASSE, E. (1949). — Histoire géologique de Madagascar, *Mém. IRSM*, Série D, tome I, pp. 53-68.

BATTISTINI, R. (1957). — La zonation de l'estran dans les grès littoraux du cap Mandevitse près de Morombe (Sud-Ouest de Madagascar), *Mém. IRSM*, Série D, tome VIII, pp. 183-194.

BATTISTINI, R. (1959). — Les divisions du Plioquaternaire du Sud de Madagascar, *C.R. Ac. Sc.*, tome CCXLVIII pp. 992-993, séance du 16 février.

BATTISTINI, R. (1960 a). — *Description géomorphologique de Nosy-Be, du delta du Sambirano et de la baie d'Ampasindava, Mém. IRSM*, Série F, tome III, 223 p.

BATTISTINI, R. (1960 b). — Quelques aspects de la morphologie du littoral Mikea Côte Sud-Ouest de Madagascar, *Bull. du COEC*, 12e Année, no 8, septembre-octobre.

BATTISTINI, R. (1964 a). — L'Extrême-Sud de Madagascar, Étude géomorphologique, Univers. de Madagascar, *Études malgaches*, nos 10 et 11, 636 p.

BATTISTINI, R. (1964 b). — Note préliminaire sur le quaternaire littoral de l'Extrême-Nord de Madagascar, *C.R. de la Semaine Géolog. de Tanararive*, Imprimerie Nationale, pp. 9-12.

BAUER, J. (1963). — Visage géologique du Cap Saint-André à Madagascar, *C.R. Semaine Géologique, Ann. Géolog. de Madagascar*, fasc. 33, Imprimerie Nationale Tananarive, pp. 33-43.

BAULIG, H. (1952). — Surfaces d'aplanissement, *Ann. de Géographie*, no 326, juillet-août.

BAULIG, H. (1956). — *Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie*, Public. fac. Lettres de Strasbourg, fasc. 130, 230 p.

BERTHOIS, L. (1954). — Sur les déplacements transversaux des eaux très turbides dans l'estuaire de la Loire en période d'étiage, *C.R. Ac. Sc.*, 4 octobre, p. 820.

BERTHOIS, L. (1956). — Déplacements des aires d'envasement dans l'estuaire de la Loire, *C.R. Ac. Sc.*, 29 octobre, p. 1343.

BERTHOIS, L. et GUILCHER, A. (1956). — La plaine d'Ambilobe (Madagascar), Étude morphologique et sédimentologique, *Rev. géomorph. dynam.* mars-avril, pp. 3-52.

BERTHOIS, L., BATTISTINI R. et CROSNIER, A. (1964). — Recherches sur le relief et la sédimentologie du plateau continental de l'Extrême-Sud de Madagascar, *Cahiers océanographiques*, XVI[e] Année, n° 7, pp. 511-655.

BERTHOIS, L. et CROSNIER, A. (1964). — La sédimentation dans l'estuaire de la Betsiboka (côte ouest de Madagascar) et sur le plateau continental au large de l'estuaire, *C.R. Ac. Sc.*, tome CCLXI, 3 novembre, pp. 3647-3649.

BESAIRIE, H. (1935). — Les sols de la Basse-Menarandra (Extrême-Sud de Madagascar), *Ann. Géolog. Serv. des Mines de Madagascar*, Tananarive, fasc. 7, pp. 33-43.

BESAIRIE, H. (1937). — Contribution à l'étude des sols de Madagascar, *Ann. Géolog. serv. des Mines*, Tananarive, fasc. 7, pp. 65-92.

BESAIRIE, H. (1949). — *Essai d'une carte des sols de Madagascar. Notice explicative*, Travaux du Serv. géolog. de Madagascar, n° 5, 12 p.

BESAIRIE, H. (1952). — *Géologie de Madagascar, Le Bassin de Majunga*, Trav. Bureau Géolog., Tanararive, 89 p.

BESAIRIE, H. (1953). — *Géologie de Madagascar. Le Sud du Bassin de Morondava*, Trav. Bureau Géolog., Tananarive, 93 p.

BESAIRIE, H. (1954). — *Documents pour la géographie de Madagascar*, Trav. Bureau Géolog., n° 54, Tananarive, 275 p.

BESAIRIE, H. (1955). — *Résultats et observations sur les sondages de recherche d'eau à Madagascar, de mars 1954 à mars 1955*, Document Serv. Géolog., n° 97, 33 p.

BESAIRIE, H. (1960). — *Monographie géologique de Madagascar*, Service géolog. Tananarive, République malgache, 166 p.

BESAIRIE, H. et COLLIGNON, M. (1956). — *Lexique stratigraphique de Madagascar*, Trav. Bureau Géolog., Tananarive, n° 73, 82 p.

BIROT, P. (1955). — *Les méthodes de la Morphologie*, Collect. Orbis, Presses Univ. Fr., 177 p.

BIROT, P. (1959). — *Géographie physique générale de la zone intertropicale*, Paris, Centre Docum. Univ. 243 p.

BIROT, P. (1963). — Contribution à l'étude morphologique des « plateaux » du centre de Madagascar, Madagascar, *Revue de Géographie*, n° 3, juillet-décembre, pp. 12-39.

BIROT, P., CAILLERE, S. et HENIN, S. — Étude du problème des premiers stades de l'altération de quelques roches, *Ann. Agronom.*, n° 3, mai-juin, pp. 257-265.

BOLTENHAGEN, E. (1951-52-53). — *Rapports annuels des travaux du laboratoire de Tuléar*, Doc. ronéo. Soc. des Pétr. de Madagascar.

BONIFAS, M. (1959). — Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique, *Mém. Serv. Carte géolog. Alsace-Lorraine*, n° 17, 159 p.

BOSSER, J. et HERVIEU, J. (1957). — *Notices sur les cartes d'utilisation des sols*, n° 3, feuilles de Marovoay, Public. IRSM, 50 p.

BOSSER, J. et HERVIEU, J. (1958). — *Notice sur la carte d'utilisation des sols de la plaine de Tuléar*, Doc. ronéo. IRSM Tananarive, 44 p.

BOULAINE, J. (1957). — *Étude des sols des plaines du Cheliff*, Ministère de l'Algérie, Direction de l'Hydraulique et de l'Équipement rural, 565 p.

BOURCART, J. (1952). — *Les frontières de l'Océan*, Sciences d'Aujourd'hui, Albin Michel, Paris, 317 p.

BOURCART, J. (1958). — *Problèmes de géologie sous-marine*, Évolution des Sciences, Masson et C[ie], Paris, 123 p.

BOURGEAT, F. (1964). — *Étude de la basse vallée du Kamoro*, Doc. ronéo. Centre ORSTOM de Tananarive, 101 p.

BOURGEAT, F., HERVIEU, J. et RIQUIER, J. (1964). — *Présentation de quelques profils de sols ferrallitiques. Étude du milieu pédogénétique dans les environs de Tananarive*, Colloque UNESCO sur les latérites, Doc. ronéo. Centre ORSTOM de Tananarive, 87 p.

BOYE, N. (1962). — Les palétuviers du littoral de la Guyane française, *Les Cahiers d'Outre-Mer*, Bordeaux tome XV, pp. 271-290.

BRAXMEYER, G. (1959). — *Application de la méthode des minéraux lourds aux formations du Karroo du Bassin de Morondava*, Doc. ronéo. Société des Pétroles de Madagascar, n° 405, 33 p.

BRAXMEYER, G. et DARDENNE, M. (1957). — *Rapport du sondage TJI bis*, Doc. ronéo. Soc. des Pétr. de Madagascar.

BRENON, P. (1953). — Essai sur la morphologie de quelques reliefs latéritiques, *Bull. Acad. Malgache*, Tananarive, tome XXX (1951-52), pp. 171-175.
BRENON, P. et ORLOFF, O. (1956). — *Analyses de roches de Madagascar 1923-1955*, Doc. Bureau géolog., n° 120, Tananarive, 105 p.
BRESSON, Y. (1956). — *Mesures de transports solides sur le Mangoky au Banian*, Doc. ronéo. IRSM, Tananarive, 22 p.
BRESSON, Y. (1958). — *Étude hydrologique du bassin versant d'Androvakely*, Doc. ronéo. IRSM, Tananarive, 12 p.
BRESSON, Y. (1959). — Note hydrologique sur les cours d'eau de la région semi-aride de Madagascar, *Mém. IRSM*, Série D, tome IX, pp. 35-74.
BROWN, G. (1961). — *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals*, Mineralogic Society, London, 544 p.
BUSSIERE, P. (1958). — *Résultats des sondages effectués dans le cadre de l'adduction en eau potable de Marovoay (province de Majunga)*, Serv. géolog. Doc. ronéo. archives n° A 1277.
CAILLERE, S. et HENIN, S. (1963). — *Minéralogie des Argiles*, Masson et C^ie^, Paris, 356 p.
CAILLEUX, A. et TRICART, J. (1959). — *Initiation à l'étude des sables et des galets*, Centre Doc. Univ. Paris, 3 tomes.
CAPURON, R. (1961). — Contribution à l'étude de la flore forestière de Madagascar. Observations sur les Rhizophoracées, *Mém. IRSM*, Série B, tome X, fasc. 2, pp. 145-158.
CARRE, P. (1898). — *Les côtes de Madagascar*, Imprimerie Officielle, Tananarive, Notes, reconnaissances et explorations, pp. 411-437.
CHAMLEY, H. (1963). — Contribution à l'étude minéralogique et sédimentologique de vases méditerranéennes, *Rec. Trav. Station marine d'Endoume*, Bull. 29, fasc. 44, pp. 91-194.
CLIQUET, P.L. (1952). — *L'Isalo entre Ranohira et le Mangoky*, Doc. ronéo. Société des Pétroles de Madagascar.
CLIQUET, P.L. (1957). — La tectonique profonde du Sud du Bassin de Morondava, *C.R. de la Conférence de Géologie de Tananarive*, Serv. géolog., vol. II, pp. 375-397.
COLLIER, D., (1961). — Mise au point sur l'altération des granites en pays tempéré, *Ann. agronom.*, **12**, (3), pp. 273-331.
COMBEAU, A. et MONNIER (1961). — Méthode d'étude de la stabilité structurale. Application aux sols tropicaux, *Sols Africains*, tome VI, fasc. 1, janvier-avril, pp. 4-32.
CORBEL, J. (1957). — L'érosion chimique des granites et silicates sous climats chauds, *Rev. géomorph. dynam.*, n° 1-2, janvier-février, pp. 4-8.
DECARY, R. (1930). — *L'Androy, essai de monographie régionale*, Société d'Éd. géogr. marit. et col., Paris, tome I.
DERIJARD, R. (1963). — Note préliminaire sur la localisation et le peuplement de certains atterrissements sablo-vaseux et vaseux intertidaux de la région de Tuléar, *Ann. malg.*, Fac. des Sc. et Techn. Univers. de Madagascar, n° 1, pp. 201-219.
DERRUAU, J. (1962). — *Précis de Géomorphologie*, Masson et C^ie^, Paris, 413 p.
DIXEY, F. (1956). — Observations sur les surfaces d'érosion à Madagascar, *C.R. Ac. Sc.*, tome CCXLVII, pp. 944-947.
DIXEY, F. (1958). — *Observations sur les surfaces d'érosion à Madagascar*. Notes de Géologie malgache, Doc. Bureau géolog., n° 140, Tananarive.
DOMMERGUES, Y., (1954). Variations saisonnières de l'activité biologique de deux types de sols du parc de Tsimbazaza à Tananarive, *Mém. IRSM*, Série D, tome VI, pp. 159-190.
DUCHAUFOUR, Ph. (1965). — *Précis de Pédologie*, Masson Éd., Paris, 2^e^ Édition, 481 p.
DURAND, J.H. (1958). — *Les sols irrigables (Étude pédologique)*, Alger, 190 p.
DURAND, J.H. (1964). — *Les sols à cocotiers des côtes Nord-Ouest et Nord-Est de Madagascar*, Doc. ronéo. IRAM, 107 p.
DUVERGE, P. (1947). — *L'indice d'aridité à Madagascar*, Public. Service Météor. n° 18, 44 p.
EDELMAN, C.H. et VAN DER VOORDE P.K.J. (1963). — Important characteristics of Alluvial soils in the Tropics, *Soil Science*, vol. 95, n° 4, pp. 258-263.
EMBERGER, A. (1955). — *Les terrains cristallins du pays Betsileo et de ses confins occidentaux*, Mém. Serv. géolog. de Madagascar, 164 p.
ERHART, H. (1935). — *Traité de Pédologie*, 2 tomes, Institut de Pédologie du Bas-Rhin, Strasbourg, 260 p.
FISHER-PIETTE, E. (1958). — Mollusques des plages soulevées de Madagascar récoltés par R. Battistini, *Journ. de Conchyologie*, vol. XCVIII, pp. 117-123.
FOURNIER, F. (1960). — *Climat et érosion. La relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques*, Presses Univ. Fr. Paris, 201 p.
FOURNIER, F. (1962). — Carte du danger d'érosion en Afrique au Sud du Sahara. Notice explicative, CEE, CCTA, 11 p.

FRANCIS-BŒUF, C. (1947). — Recherches sur le milieu fluvio-marin et les dépôts d'estuaires, *Ann. Inst. Océanogr.*, tome XXIII, fasc. 3, pp. 149-344.

GACHET, C. (1958). — Les forêts du Sambirano et de Nosy-Be, *Bull. de Madagascar*, n° 150, pp. 945-963.

GACHET, C. (1959). — Les palétuviers de Madagascar, *Bull. de Madagascar*, n° 153, pp. 133-144.

GAUTHIER, E.F. (1902). — *Madagascar, essai de géographie physique*, A. Challamel Éd., Paris, 431 p.

GLANGEAUD, L., (1941). — Évolution morphologique et dynamique des estuaires, *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, pp. 95-103.

GLANGEAUD, L. (1955). — Classification scalaire des sciences de la matière et leurs méthodes, *Rev. génér. Sc.*, LXII.

GLANGEAUD, L. (1956). — VI[e] Congrès Intern. Sc. du Sol, *Discussions*, vol. A, pp. 176-179.

GOLDICH, S.S. (1938). — A study in rock-weathering, *Journ. Geol.*, 46, pp. 17-23.

GOLENKO, N. (1954). — *Étude du Jurassique moyen entre Sakaraha et le Mangoky*, Doc. ronéo. Société des Pétroles de Madagascar.

GRANDIDIER, A. (1892). — *Histoire physique, naturelle et politique de Madagascar*, Vol. I, Histoire de la Géographie, Imprimerie Nationale, Paris.

GRANDIDIER, G. (1900). — *Voyage dans le Sud-Ouest de Madagascar*, Conférence faite à la Société de Géographie, Imprimerie générale Lahure, Paris.

GRIM, R.E. (1953). — *Clay mineralogy*, Series in Geology, MacGraw Hill, London, 384 p.

Guide de l'Immigrant à Madagascar (1899). — Gouvernement général de Madagascar et Dépendances, Armand Colin Éd. Paris, tome I.

GUIGNES, J. (1951). — *Étude géologique des feuilles Ramartina et Mandoto*. Trav. Bureau géolog. Tananarive, n° 19, 98 p.

GUILCHER, A. (1954). — *Morphologie littorale et sous-marine*, Coll. Orbis Presses Univ. Fr., Paris, 210 p.

GUILCHER, A. (1956). — Étude géomorphologique des récifs coralliens du Nord-Ouest de Madagascar, *Ann. Inst. Océanogr.*, XXXIII, 2, 136 p.

GUILCHER, A. (1958). — Mise au point sur la géomorphologie des récifs coralliens de Madagascar et Dépendances, *Mém. IRSM*, Série F, tome II, pp. 89-116.

GUILCHER, A. (1959). — Mise au point : origine et dépôt de la vase marine peu profonde, *L'information géographique*, 23[e] Année, n° 1, pp. 17-22.

GUILCHER, A. (1961 a). — *Madagascar, géographie régionale*, Centre Docum. Univ. Paris, 134 p.

GUILCHER, A. (1961 b). — Le « beach-rock » ou grès de plage, *Ann. Géogr.*, n° 378, pp. 113-125.

GUILCHER, A., BERTHOIS, L., BATTISTINI, R. et CROSNIER, A. (1958). — Les récifs coralliens des îles Radama et de la baie Ramanetaka (côte Nord-Ouest de Madagascar), étude géomorphologique et sédimentologique, *Mém. IRSM*, Série F, tome II, pp. 117-199.

GUILLAUMIN, A. (1928). — La mangrove malgache et ses produits, *Bull. d'Études malgaches*, pp. 127-132.

HENIN, S. et TERNISIEN, J. (1944). — Sur une relation entre la pluviosité, le drainage et l'évaporation, *C.R. Ac. Sc.*, tome CCXIX, pp. 80 82.

HENIN, S. et CAILLERE, S. (1963). — *Minéralogie des argiles*, Masson et C[ie] Ed., Paris, 356 p.

HENIN, S., MONNIER, G. et COMBEAU, A. (1958). — Méthode pour l'étude de la stabilité structurale des sols, *Ann. Agron.*, I, pp. 71-98.

HERVIEU, J. (1958). — *Notices explicatives sur les cartes pédologiques de reconnaissance au 1/200.000[e] : feuille n° 46 Ambovombe*, Public. IRSM, 70 p.

HERVIEU, J. (1959 a). — Les sables roux du Sud de Madagascar, *III[e] Conf. Interafric. des sols*, Dalaba, vol. I, pp. 233-432.

HERVIEU, J. (1959 b). — *Notices explicatives sur les cartes pédologiques de reconnaissance au 1/200.000[e] : feuille n° 63 Ampanihy-Beloha*, Public. IRSM, 113 p.

HERVIEU, J. (1960 a). — *Notices explicatives sur les cartes pédologiques de reconnaissance au 1/200.000[e] : feuille n° 33 Brickaville-Moramanga*, Public. IRSM, 69 p.

HERVIEU, J. (1960 b). — *Notices sur les cartes d'utilisation des sols : La plaine de Morondava*, n° 14, Public. IRSM, 93 p.

HERVIEU, J. (1961). — *Profils types de sols malgaches — Inventaire provisoire*, ORSTOM Tananarive, Doc. ronéo, 106 p.

HERVIEU, J. (1962). — *Notice explicative sur la carte pédologique au 1/10.000[e] du périmètre Tanandava-Ambahikily (Delta du Mangoky). 2[e] Partie : Aptitude des sols à l'irrigation*, Doc. ronéo. IRSM, 41 p.

HERVIEU, J. (1963 a). — Sur l'altération des basaltes crétacés dans l'Ouest de Madagascar, *Bull. Assoc. Fr. pour l'Étude du Sol*, n° 1, pp. 59-72.

HERVIEU, J. (1963 b). — Les Plaines de la Zomandao et de Ranotsara (Recherches sur l'aménagement du relief et l'évolution des sols à Madagascar dans le cadre d'unités géomorphologiques), *Cahiers ORSTOM de Pédologie*, 1963, n° 3, pp. 73-114.

HERVIEU, J. (1964). — Sur les témoins d'un remblaiement ancien dans la moyenne vallée du Mangoky, *Madagascar Revue de Géographie*, n° 4, pp. 38-70.

HESSE, P.R. et JEFFERY, J.W.O. (1963). — Some properties of Sierra Leone mangrove Soils, *L'Agronomie tropicale*, n° 8, pp. 803-805.

HOURCQ, V. (1950). — Les terrains sédimentaires de la région de Morondava, *Ann. Serv. des Mines de Madagascar*, fasc. 20, 109 p.

HUMBERT, H. (1927). — La destruction d'une flore insulaire par le feu : principaux aspects de la végétation à Madagascar, *Mém. Acad. malg.*, fasc. 5, 79 p.

HUMBERT, H. (1949). — La dégradation des sols à Madagascar, *Mém. IRSM*, Série D, tome I, fasc. 1, pp. 33-52.

HUMBERT, H. (1954). — Les territoires phytogéographiques de Madagascar. Leur cartographie, *Colloque intern. du CNRS*, Les divisions écologiques du monde, pp. 317-334.

JAKSON, M.L. et DONALD SHERMAN G. (1953). — Chemical weathering of minerals in soils, *Advances in Agronomy*, vol. V, pp. 231-318.

JORDAN, H.D. (1963). — The vegetation of mangrove swamps in West Africa, *L'agronomie tropicale*, n° 8, pp. 796-797.

JUNG, J. (1958). — *Précis de pétrographie*, Masson et C^ie^, Éd. Paris.

KING, L.C. (1963). — *South African scenery*, A textbook of geomorphology, Oliver and Boyd, 3^e^ édition, 308 p.

KUENEN, Ph.H. (1950). — *Marine Geology*, John Wiley and Sons, New-York, 568 p.

LACROIX, A. (1923). — *Minéralogie de Madagascar*, Soc. d'Édit. geogr. marit. et colon. Paris, 3 tomes.

LAFOND, L.R. (1957). — Aperçu sur la sédimentologie de l'estuaire de la Betsiboka, *Rev. de l'Inst. fr. du Pétrole*, vol. XII, n° 4, pp. 425-431.

LAFOND, L.R. (1964). — *Baie d'Antongil. Mission hydrographique* (juillet-octobre 1962), Républ. malgache, Ministère des travaux publics, Doc. ronéo. Bureau Central d'Études Outre-Mer.

LAPLAINE, L. (1953). — *Étude géologique du massif cristallin malgache à la latitude de Tananarive*, Mém. Serv. Géolog. de Madagascar, 145 p.

LAUTEL, R. (1954). — *Étude géologique du socle cristallin de Madagascar à la latitude de Tamatave*, Mém. Serv. Géolog. de Madagascar, 223 p.

LEMAIRE, B. (1963 a). — *Rapport hydrogéologique Ambato-Boeni*, Doc. ronéo. Bureau Rech. géolog. et min., Tananarive.

LEMAIRE, B. (1963 b). — *Rapport hydrogéologique Belo-sur-Tsiribihina*, Doc. ronéo. Bureau Rech. géolog. et min., Tananarive.

LENEUF, N. (1959). — *L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte-d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés*, Public. ORSTOM, 210 p.

Les pluies à Madagascar et aux Comores (1958). — Public. Serv. Météor. de Madag., Tananarive, n° 26, 142 p.

LETULLIER, J. (1954). — *Le Jurassique et le Crétacé de la région de Manja*, Doc. ronéo. Soc. des Pétroles de Madagascar.

LEVAT, M.D. (1912). — *Richesses minérales de Madagascar*, Dunod et Pinat. Éd. Paris.

LUCAS, J. CAMEZ, T. et MILLOT, G. (1959). — Détermination pratique aux rayons X des minéraux argileux simples et interstratifiés, *Bull. Serv. Carte Géolog. d'Alsace-Lorraine*, tome XII, fasc. 2, pp. 21-31.

MAIGNIEN, R. (1961). — Le passage des sols ferrugineux tropicaux aux sols ferrallitiques dans les régions Sud-Ouest du Sénégal, *Sols africains*, vol. VI, 2 et 3.

MARTIN, P. (1964). — *Contribution à l'étude hydrologique du Mangoky*, Doc. ronéo. Fac. des Lettres de Grenoble (thèse 3^e^ cycle).

MEHER-HOMJI, V.M. (1963). — *Les bioclimats du subcontinent indien et leurs types analogues dans le monde*, Inst. Fr. de Pondichéry, Trav. de la Section Sc. et Techn., tome VII, fasc. 1 et 2, 386 p.

MILLOT, G. (1949). — Relations entre la constitution et la genèse des roches argileuses, *Géolog. appliquée et Prospection minière*, tome II, n° 2, 3 et 4, 352 p.

MILLOT, G. (1953). — Héritage et néoformation dans la sédimentation argileuse, *XIX^e^ Congrès Intern. Géolog. Alger, CIPEA*, pp. 163-177.

MILLOT, G. (1964). — *Géologie des Argiles*, Masson et C^ie^, Paris, 499 p.

MOORMANN, F.R. (1966). — Morphology, genesis and occurrence of acid sulphate soils (cat-clays) in deltas of the humid tropics, in *Les problèmes scientifiques des deltas de la zone tropicale humide et leurs implications*, Actes du Colloque de Dacca, UNESCO, pp. 103-106.

MOUREAUX, Cl. (1957). — Tests biochimiques de l'activité biologique de quelques sols malgaches, *Mém. IRSM*, Série D, tome VIII, pp. 225-241.

MOUREAUX, Cl. (1959 a). — L'activité microbiologique et ses variations dans l'année, en divers sols des Hauts-Plateaux malgaches, *Mém. IRSM*, Série D, tome IX, pp. 121-200.

MOUREAUX, Cl. (1959 b). — Observations microbiologiques sur quelques sols de la région de Morondava, *Mém. IRSM*, Serie D, tome IX, pp. 201-228.

MUNTZ, A. et ROUSSEAUX, E. (1901). — *Étude sur la valeur agricole des terres de Madagascar*, Imprimerie Nationale Paris, 215 p.

NESTEROFF, W. D. et SABATTIER, G. (1962). — Apport et Néogenèse dans la formation des argiles des grands fonds marins in *Genèse et Synthèse des Argiles*, Colloque CNRS, 105, pp. 149-158.

PAQUET, H., MAIGNIEN, R. et MILLOT, G. (1961). — Les argiles des sols des régions tropicales semi-humides, *Bull. Serv. Carte géolog. d'Alsace-Lorraine*, tome XIV, fasc. 4, pp. 111-128.

PARDE, M. (1961). — Sur la puissance des crues en diverses parties du monde, *Numéro spécial Géographica*, 293 p.

PAVLOVSKY, R. (1952). — *Étude géologique des feuilles Morombe, Befandriana Sud, Ambohibe, Manja, Mandabe, Makay*, Trav. Bureau Géolog. Tananarive, 21 p.

PEDRO, G. (1964). — *Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique*, Th. Sc. Paris INRA, 344 p.

PEGUY, Ch. P. (1961). — *Précis de climatologie*, Masson et C^ie, Paris, 347 p.

PELLERAY, H. (1954). — Quelques données de base en vue de l'étude des régimes hydrologiques de Madagascar, *Mém. IRSM*, Série D, tome VI, pp. 43-86.

PELLIER, J. L. (1965). — *Contribution à l'étude des minéraux argileux des sols de Madagascar*, Doc. ronéo. Fac. Sc. de Strasbourg (thèse 3^e cycle), 34 p.

PERRIER DE LA BATHIE, H. (1900). — La mangrove et les plantes maritimes, *Bull. Économ. de Madagascar*, XVIII, pp. 137-139.

PERRIER DE LA BATHIE, H. (1921 a). — Au sujet des couches les plus anciennes de la série sédimentaire du versant occidental, *Bull. Acad. malg.*, IV.

PERRIER DE LA BATHIE, H. (1921 b). — La végétation malgache, *Ann. Musée colonial de Marseille*, 3^e Série, vol. IX, Paris, 268 p.

PERRIER DE LA BATHIE, H. (1921 c). — Les terrains postérieurs au Crétacé moyen de la région de Majunga, *Bull. Acad. malg.* Nouvelle Série, tome IV, pp. 205-219.

PERRIER DE LA BATHIE, H. (1927). — Fossiles du Quaternaire du Majunga, *Bull. Acad. malg.* Nouvelle Série, tome IX, pp. 87-89.

PERRIER DE LA BATHIE, H. (1954 a). — *Flore de Madagascar et des Comores*, 148^e Famille : Sonneratiacées, Firmin-Didot et C^ie, Paris, 4 p.

PERRIER DE LA BATHIE, H. (1954 b). — *Flore de Madagascar et des Comores*, 151^e Famille : Combretacées, Firmin-Didot et C^ie, Paris, 84 p.

PLAISANCE, G. et CAILLEUX, A. (1958). — *Dictionnaire des Sols*, La Maison rustique, Paris, 604 p.

PLANTE, R. (1963). — Note préliminaire sur la répartition et les peuplements des substrats solides dans la région de Tuléar, *Ann. malg.*, Fac. des Sc. et Techn., Univ. de Madagascar, n° 1, pp. 181-200.

POMEROL, Ch. et FOUET, R. (1953). — *Les roches sédimentaires*, Collect. *Que sais-je?* Presses Univ. Fr., 126 p.

RAVET, J. (1952). — Notice sur la climatologie de Madagascar, *Mém. IRSM*, Série D, tome IV, fasc. 1, pp. 1-36.

REBILLY, G. (1955). — *Étude de détail de la vallée de la Sikily*, Doc. ronéo. Soc. des Pétroles de Madagascar.

RERAT, J. C. (1964). — *Étude des cuttings des trous profonds sismiques 1963*, Doc. ronéo. n° 599, Soc. des Pétroles de Madagascar, 18 p.

RERAT, J. C. (1965). — *Contribution de l'étude des minéraux lourds à la stratigraphie du bassin de Majunga*, Doc. ronéo. n° 618, Soc. des Pétroles de Madagascar.

RICHARD, L. et BERGER, M. (1964). — *Observations et expérimentation sur certains sols du Bas-Mangoky* Doc. ronéo. Inst. Rech. Coton et Textiles exotiques.

RICHARDS, L. A. *et al.* (1954). — Diagnose and Improvement of Saline and Alkali soils, *Agriculture Handbook*, n° 60, U.S. Department of Agriculture.

RIQUIER, J. (1951). — Les sols du Tampoketsa d'Ankazobe, *Mém. IRSM*, Série D, tome III, pp. 113-126.

RIQUIER, J. (1954). — Étude sur les « Lavaka », *Mém. IRSM*, Série D, tome VI, pp. 169-189.

RIQUIER, J. (1957). — Latérite et latéritisation à Madagascar, *C.R. III^e Congrès PIOSA*, Section D, Imprimerie Nationale, Tananarive, pp. 27-32.

RIQUIER, J. (1958). — Note sur l'évapotranspiration de Thornthwaite et le bilan hydrique des sols, *Le Naturaliste Malg.*, tome X, fasc. 1-2, pp. 1-8.

RIQUIER, J. (1959 a). — Note complémentaire sur le bilan hydrique des sols, *Le Naturaliste Malg.*, tome XI, fasc. 1-2, pp. 1-8.

RIQUIER, J. (1959 b). — *Le bilan hydrique des sols calculé d'après les données météorologiques courantes*, Doc. ronéo. A. 1507, Serv. Géolog. Tananarive, 113 p.

RIVIERE, A. (1937). — Contribution à l'étude géologique des sédiments sableux, *Ann. Inst. Océanogr.*, tome XVII, fasc. 4.

RIVIERE, A. (1946). — Méthode simplifiée de diagnose roentgenographique des argiles. Applications à l'étude des bravaisites, *Bull. Soc. Géolog. Fr*, tome XVI, p. 463.

RIVIERE, A. (1951). — Sur la sédimentation vaseuse au large des côtes, *C.R. Ac. Sc.*, tome CCXXXII, n° 16 (16 avril), pp. 1503-1505.

RIVIERE, A. (1952 a). — Sur la représentation graphique des sédiments meubles, *Bull. Soc. Géolog. Fr.*, 6e Série, tome II, pp. 145-154.

RIVIERE, A. (1952 b). — Expression analytique générale de la granulométrie des sédiments meubles, *Bull. Soc. géolog. Fr.*, 6e Série, tome II, pp. 155-167.

RIVIERE, A. (1952 c). — Origine des argiles sédimentaires, *XIXe Congrès intern. Géolog. Alger*, Septembre, fasc. 18, pp. 177-181.

RIVIERE, A. (1953). — Méthode d'interprétation de la granulométrie des sédiments meubles, *Rev. Inst. Fr. du Pétrole*, vol. VII, numéro sp., pp. 102-107.

RIVIERE, A. (1954). — Généralisation de la méthode des faciès granulométriques. Évaluation de la dispersion aléatoire, *C.R. Ac. Sc.*, tome CCXXXVIII, pp. 2326-2328.

RIVIERE, A. (1960). — Généralisation de la méthode des faciès granulométriques par extension de la notion d'indice d'évolution. Détermination de celui-ci, *C.R. Ac. Sc.*, tome CCL, pp. 2917-2919.

RIVIERE, A. et MUNIER, P. (1948). — Contribution à l'étude des argiles utilisées en céramique, *Bull. Inst. Cer. Fr.*, fasc. 2, pp. 92-117.

RIVIERE, A. et VERNHET, S. (1952). — Sur la sédimentation des minéraux argileux en présence de matières humiques. Conséquences géologiques, *C.R. Ac. Sc.*, tome CCXXXII, p. 807.

RIVIERE, A. et VERNHET, S. (1960). — Contribution à l'étude minéralogique des sédiments argileux, Discussion des résultats obtenus par la méthode des agrégats orientés. *C.R. Sc.*, tome CCLI, n° 19, pp. 2056-2058.

RIVIERE, A. et VERNHET, S. (1962). — *Technique de l'analyse roentgenographique des argiles*, Doc. inédit. Laborat. Sédimentol. Fac. des Sc. Orsay.

ROCHE, M. (1963). — *Hydrologie de surface*, ORSTOM, Gauthier-Villars, Paris, 430 p.

ROCHE, M. et ALDEGHERI, M. (1964). — *Monographie hydrologique de l'Ikopa et de la Betsiboka*, tome C : Interprétation des résultats et caractéristiques du régime, Doc. ronéo. ORSTOM, 90p.

ROUGERIE, G. (1960). — *Le façonnement actuel des modelés en Côte-d'Ivoire forestière*, Mém. Inst. Fr. d'Afrique Noire, n° 58, 542 p.

ROUGERIE, G. (1961). — Étude comparative de l'évacuation de la silice en milieux cristallins tropical humide et tempéré humide (premiers résultats), *Ann. de Géographie*, n° 375, pp. 449-461.

ROUKHINE, L.B. (1955). — Étude des formations sédimentaires, *Ann. Centre Étud. et Docum. paléontolog.*, n° 9, (traduct. Pietresson de Saint-Aubin).

ROUTHIER, P. (1956). — La formation des matériaux de l'Écorce, *Le Ciel et la Terre*, Soc. Nouvelle de l'Encyclop. Fr., tome III, 3-32-9 à 3-38-14.

SAINT-OURS, J. de (1952). — *Étude géologique des feuilles Mintsinjo et Namakia*, Trav. Bureau Géolog. Tananarive, 73 p.

SALVAT, B. — Récoltes malacologiques de M. Battistini R. sur les plages soulevées de Madagascar, *Bull. du Muséum d'Hist. Nat.*, 2e Série, tome XXXIII, pp. 524-531.

SCHOELLER, H. (1962). — *Les eaux souterraines*, Masson et Cie Paris, 642 p.

SEGALEN, P. (1956 a). — Notice sur la carte pédologique de reconnaissance au 1/200.000e. Feuille n° 12 : Mintsinjo-Majunga, *Mém. IRSM*, Série D, tome VII, pp. 93-160.

SEGALEN, P. (1956 b). — Notice sur la carte pédologique de reconnaissance au 1/200.000e. Feuille n° 13 : Marovoay-Mahajamba, *Mém. IRSM*, Série D, tome VII, pp. 161-260.

SEGALEN, P. (1956 c). — Notice sur la carte pédologique de reconnaissance au 1/200.000e. Feuille n° 1 : Diégo-Suarez, *Mém. IRSM*, Série D, tome VII, pp. 261-316.

SEGALEN, P. (1956 d). — Notice sur la carte pédologique au 1/50.000e des plaines d'Ambilobe, *Mém. IRSM*, Série D, tome VII, pp. 317-374.

SEGALEN, P. (1956 e). — Étude des sols de la plaine du Bas-Sambirano, *Mém. IRSM*, Série D, tome VII, pp. 375-401.

SEGALEN, P. (1957). — Étude des sols dérivés de roches volcaniques basiques à Madagascar, *Mém. IRSM*, Série D, tome VIII, pp. 1-182.

SEGALEN, P. et MOUREAUX, C. (1949). — La végétation de la région de Befandriana (Bas-Mangoky), *Mém. IRSM*, Série B, tome II, fasc. 2, pp. 141-157.

SEGALEN, P. et MOUREAUX, C. (1950). — Notice sur la carte pédologique du Bas-Mangoky (Sud-Ouest), *Mém. IRSM*, Série D, tome II, fasc. 1, pp. 1-95.

SHEPARD, F.P. (1964). — *Criteria in modern sediments useful in recognizing ancient sedimentary environments*, Developpements in Sedimentology, vol. I, Deltaïc and shallow marine deposits, Ed. by L.M.J.U. Van Straaten (C.R. VIe Congrès intern. de Sédimentologie 1963), Elsevier Publishing Company.

Soil classification. *A comprehensive system, 7th approximation,* (1960) Soils Survey Staff, Soil Conservation Service, U.S. Departm. of Agricult., 265 p.

SOUCHIER, B. (1963). — *Parcelles de mesure du ruissellement et de l'érosion : résultats de 3 campagnes d'observations (1959-1962)*, Centre tech. forestier tropical, Section de Madagascar, Doc. ronéo. 61 p.

SVONKOVA, T.V. (1959). — *Étude du relief à des fins pratiques*, Bur. Rech. Géolog. et Min., Serv. d'Inform. géolog., Traduction n° 3188, 284 p.

Températures de l'air sous abri à Madagascar, aux Comores et à la Réunion (1956) Public. Serv. Météor. de Madag. Tananarive, n° 25, 50 p.

TERMIER, H. et TERMIER, G. (1960). — *Érosion et Sédimentation*, Masson et C^ie^, Paris, 412 p.

TERMIER, H. et TERMIER, G. (1961). — *L'Évolution de la Lithosphère. Tome III : Glyptogenèse*, Masson et C^ie^, Paris, 471 p.

THORNTHWAITE, C.W. (1948). — An approach toward a rational classification of climate, *Geographical Review*, vol. XXXVIII, pp. 55-94.

TORTOCHAUX, F. et KOENIG, R. (1949). — *Étude géologique des feuilles Bekodoka, Bebao et Tambohorano*, Trav. Bureau Géolog. n° 4, Tananarive, 37 p.

TRICART, J. (1961). — Notice explicative de la carte géomorphologique du Delta du Sénégal, *Mém. B.R.G.M.*, n° 8, Ed. Technip, 137 p.

TRICART, J. (1961 a). — *Revue de géomorphologie Dynamique*, 12^e^ année, n° 1, janvier-juin, Comptes rendus critiques, pp. 53-54.

TRICART, J. (1961 b). — *Le modelé des régions chaudes (forêts et savanes)*, Traité de Géomorphologie, tome V, SEDES, Paris, 322 p.

TRICART, J. (1962). — *L'Épiderme de la Terre*, Évolution des Sciences, Masson et C'^e^, Paris, 167 p.

TRICART, J. (1965). — *Principes et méthodes de la Géomorphologie*, Masson et C^ie^ Paris, 496 p.

TRICART, J. et CAILLEUX, A. (1955). — *Introduction à la géomorphologie climatique*, Cours de géomorphologie, Centre Docum. Univ. Paris, 222 p.

TRICART, J. et CAILLEUX, A. (1956). — Le problème de la classification des faits géomorphologiques, *Ann. de Géographie*, n° 349, mai-juin, pp. 162-186.

TROCHAIN, J.L. (1954). — Nomenclature et classification des milieux végétaux en Afrique noire française, *Colloque Intern. CNRS* : les divisions écologiques du monde, pp. 317-334.

TURC, L. (1954). — Le bilan d'eau des sols : relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement, *Ann. Agron.* Série A, IV, pp. 491-595, I (1955) pp. 5-131.

TWENHOFEL, W.H. (1950). — *Principles of Sedimentation*, 2^d^ Ed. Mc Graw-Hill Book Company, London, 673 p.

VAN WAMBEKE, A. (1954). — Le rapport limon/argile mesure approximative du stade d'altération des matériaux originels des sols tropicaux, *III^e^ Conf. Interafr. des Sols*, Dalaba, CCTA, vol. I, pp. 161-167.

VENDEGIES, A. de. (1955). — *Étude géologique de la région Manja-Mahabo-Morondava*, Doc. ronéo. Soc. des Pétr. de Madagascar.

VENDEGIES, A. de, (1956). — *Étude géologique de la région Morondava et Belo-sur-Tsiribihina*, Doc. ronéo. Soc. des Pétr. de Madagascar.

VIELLEFON, J. (1961). — *Notices sur les cartes pédologiques de reconnaissance au 1/200 000^e^, Feuille n° 7, Antonibe*, Public. IRSM, 73 p.

VIELLEFON, J. (1963). — *Notices sur les cartes pédologiques de reconnaissance au 1/200 000^e^, Feuille n° 8, Antsohihy*, Public. IRSM, 87 p.

VIELLEFON, J. et BOURGEAT, F. (1965). — *Notices sur les cartes pédologiques de reconnaissance au 1/200 000^e^, Feuille d'Ambilobe*, Public. ORSTOM, 92 p.

Vocabulaire Multilingue de la Science du Sol, 2^e^ Éd. FAO, 430 p.

ZONNEVELD, I.S. (1963). — *Soil formation in deltaïc areas*, Doc. ronéo. Symposium on Flood Control, ECAFE. Bangkok, 59 p.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Clichés J. Hervieu (1 à 64)
Photographies aériennes verticales I. G. N. (1 à 12)

1 Type de vallée à seuils rocheux et rapides, sur la bordure occidentale du socle métamorphique. Affouillement des versants par érosion accélérée en « lavaka ».

2 La Mananantanana à Tsitondroïna en saison sèche. Traversée à gué possible à cause du faible débit d'étiage. Fond sableux grossier. Au second plan terrasse inondable à *Phragmites* et *Tamarindus*. A l'arrière-plan, piton granitique.

3 Premiers stades de l'érosion accélérée dans les sols ferrallitiques du massif ancien. Forte dégradation du couvert graminéen et enlèvement de l'horizon humifère. Damage de l'horizon *B* d'altération et formation de microravinements.

4 Chaos de blocs granitiques et sols ferrallitiques érodés dans les environs de Fianarantsoa (Hauts-Plateaux). Rizières sur colluvions.

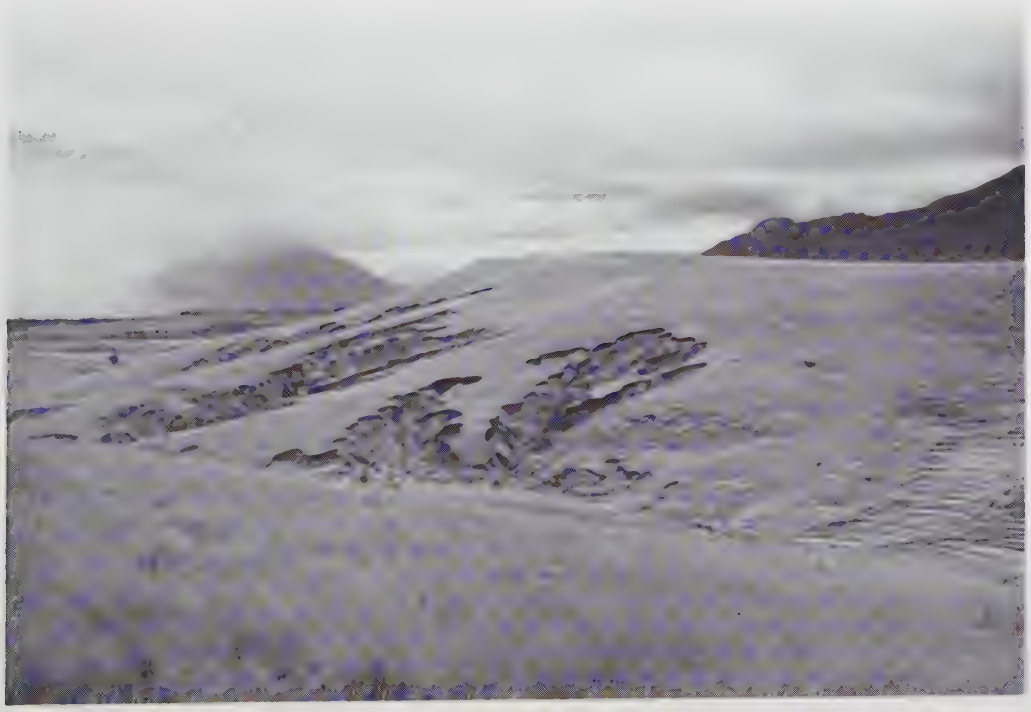
5 Une plaine de niveau de base local sur les Hauts-Plateaux. Méandres libres, sols hydromorphes plus ou moins marécageux, riziculture. Au premier plan, sévère érosion en nappe.

6 Un seuil rocheux dans un cours d'eau du massif ancien : couches métamorphiques transverses à l'axe d'écoulement, pendage subvertical. Cours fluviatile surimposé dans une ancienne écorce d'altération (surface d'aplanissement).

7 Environs de Tananarive. Inondations en saison des pluies dans une plaine de niveau de base local. Cultures en terrasses sur les collines avoisinantes.

8 Paysage des Hauts-Plateaux occidentaux. Collines aplanies à pentes convexes, réseau hydrographique assez encaissé, érosion accélérée à différents stades d'évolution (« lavaka » stabilisés ou fonctionnels), « inselberg » en voie de dégagement. A l'arrière-plan, reliefs et chaînes granitiques et quartzitiques.

9 Erosion différentielle et accélérée dans le massif ancien. Au premier plan, érosion en nappe et en terrassettes. Au second plan, ravinements et « lavaka ». A l'arrière-plan, morne granitique en voie de dégagement. Reliques forestières dans les thalwegs.



10 Érosion accélérée en « lavaka » sur pente forte. Noter la progression et les ramifications du phénomène malgré un couvert graminéen encore assez dense. A l'extrême droite, l'aménagement en rizières d'un ensellement a retardé le ravinement et par suite empêché l'érosion régressive dans les zones d'altération.

11 Progression d'un « lavaka » en pente moyenne à faible par décrochements et glissements de masses.

12 Sol faiblement ferrallitique sur migmatique. Érosion dans la partie supérieure du profil, couleur claire des zones de départ.

13 Un bief sur la Mania (Hauts-Plateaux centraux). Vallée encaissée, extension faible des dépôts alluviaux récents.

14 Alluvions anciennes à galets quartzitiques et sol faiblement ferrallitique (environs d'Ikalamavony). Les dépôts à galets sont peu fréquents sur les Hauts-Plateaux; ils sont dus ici à la proximité des chaînes quartzitiques de l'Itremo.

15 La Matsiatra peu avant son confluent avec la Mananantanana (limite occidentale du massif ancien). Vallée très encaissée à fond rocheux, rares dépôts sableux de crues.

16 Le Mangoky à sa sortie du massif cristallin. Noter l'élargissement considérable du lit apparent dans la dépression périphérique correspondant aux séries de la Sakamena.

17 Environs de Ranohira. Reliefs ruiniformes dans les grès de l'Isalo I.

18 Chemin de Sahanafo (Grotte des Portugais). Puissantes séries de l'Isalo profondément ravinées par l'érosion. Dans la couverture sédimentaire du versant occidental, les séries de l'Isalo jouent un rôle important dans la sédimentation récente et actuelle du point de vue de l'origine des apports.

19 Moyenne vallée du Mangoky dans les terrains sédimentaires. Lit apparent très large, nombreux bancs sableux, érosion latérale des berges par déplacements du chenal principal. Terrasses inondables et cuvettes de débordement occupent les indentations entre les séries sédimentaires transverses à l'axe d'écoulement (éperon gréseux à droite).

20 Le Mangoky à la traversée des séries sédimentaires résistantes gréso-calcaires. Vallée encaissée, absence de plaine d'inondation, bancs sableux. Au premier plan, défrichement dans la forêt sèche.

21 Paysage de la zone sédimentaire occidentale. Cuesta gréseuse, pédiments et sols ferrugineux tropicaux sablo-argileux, pseudo-steppe à *Hypparhenia*, *Aristida* et *Hyphaene shatan*.

22 Érosion caractéristique dans les roches tendres de la couverture sédimentaire : un ravin à fond plat, à activité épisodique.

23 La pseudo-steppe arborée sur carapace sableuse (sols ferrugineux tropicaux) dans l'Ouest. Couvert herbacé à *Heteropogon contortus* (Danga). Principales espèces arborées : *Poupartia caffra*, *Stereospermum euphoroïdes*, *Celastrus linearis*.

24 Dégradation du couvert végétal par les feux dans l'Ouest sédimentaire. Termitières.

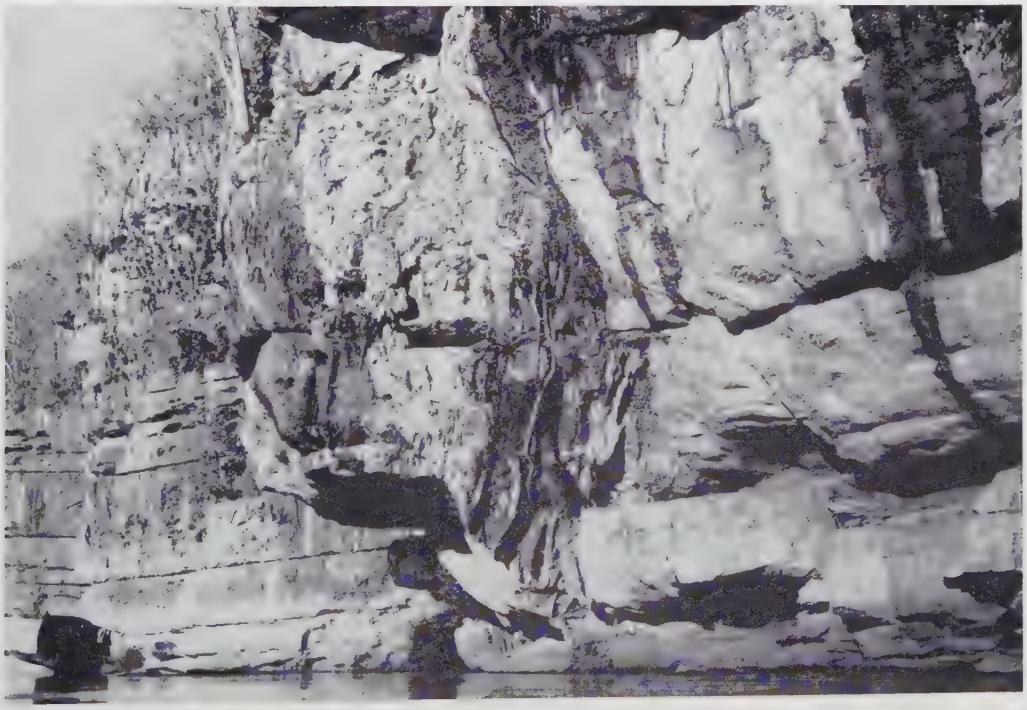
25 « Delta » de confluence dans la moyenne vallée du Mangoky. Étiage très marqué, surtout dans l'affluent : la Malio, où le chenal d'étiage n'occupe qu'une faible partie du lit apparent. Au second plan, à droite, rizières sur un ancien delta de la Malio séparé de l'actuel par des buttes témoins gréseuses.

26 Un affluent du Mangoky dans la zone sédimentaire : la Sakanavaka. Érosion latérale dans la carapace sableuse et les alluvions anciennes, très faible débit d'étiage.

27 Sol ferrugineux tropical sur carapace sableuses et alluvions anciennes dans le bassin sédimentaire du Mangoky (environs d'Andranomanitsy). Noter les bancs grésifiés dans les alluvions anciennes plus fines.

28 Érosion en « lavaka » dans les sols ferrallitiques profonds sur basaltes crétacés (région de Maintirano, environs de Bebao). Boules de basalte altéré au fond du thalweg. Pseudo-steppe à *Aristida*.

29 Un exemple de vallée peu encaissée dans la zone sédimentaire, à lit sableux très étalé : la Malio, affluent du Mangoky. Au second plan, reliefs gréseux de l'Isalo.



30 Gorges du Manambolo dans les calcaires massifs du Jurassique moyen (environs de Bekopaka).

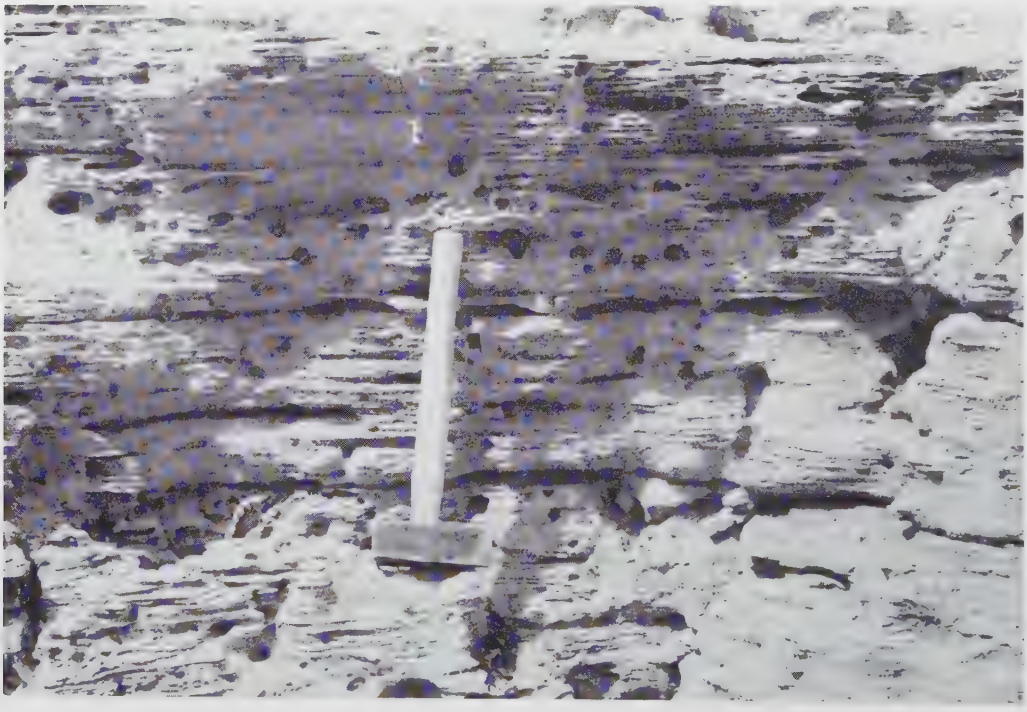
31 Carapace argilo-sableuse, homogène, très rubéfiée, en discordance sur les grès du Crétacé moyen continental dans le bassin de la Morondava (environs d'Ankilizato).

32 Sol ferrallitique profond sur basaltes crétacés. Pseudo-steppe à *Aristida*, structure prismatique bien développée dans l'horizon *B* couleur brun-rouge vif.

33 Faciès des grès pliocènes dans le Bas-Mangoky : dépôts fluviatiles à caractère torrentiel.

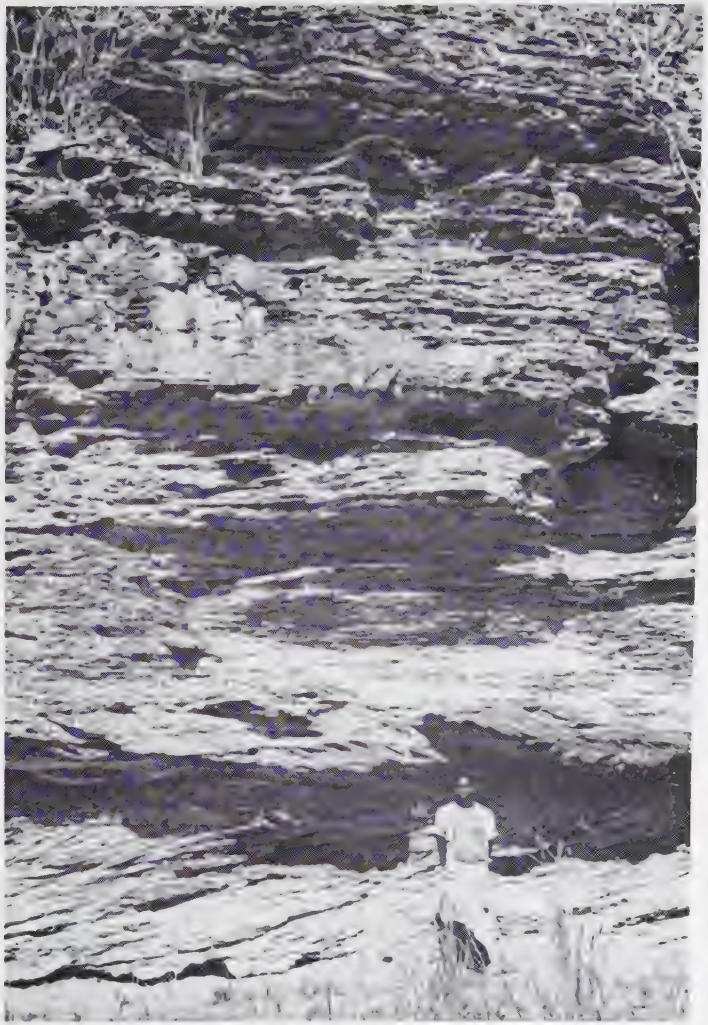
34 Grès pliocènes : blocs et galets quartzitiques dans un ciment argilo-gréseux non rubéfié.

35 Épandages de galets quartzitiques dans la moyenne vallée du Mangoky, provenant de conglomérats sédimentaires remaniés.



36 Grès dunaires quaternaires : environs de Morombe.

37 Colonnes dans les grès calcaires de Tambohorano, dégagées de leur couverture sableuse rubéfiée, dans le bas cours de la rivière Manambaho. Hauteur : 3 à 4 m.



38 Stratifications obliques et entrecroisées à la base des grès calcaires de Tambohorano (environs d'Ankirijibe).

39 Plate-forme à vasques démantelée dans les dépôts quaternaires littoraux rubéfiés au Cap Mandevitse (sud du Mangoky). Grès coquilliers à *Cerithium morus*.

40 Érosion intense dans les couches tendres du Pliocène continental dans le Nord-Ouest (environs de Majunga) : argilites, grès tendres. Buttes témoins de carapace sableuse rubéfiée.

41 Barre d'avant-côte émergée à marée basse (Delta du Mangoky).

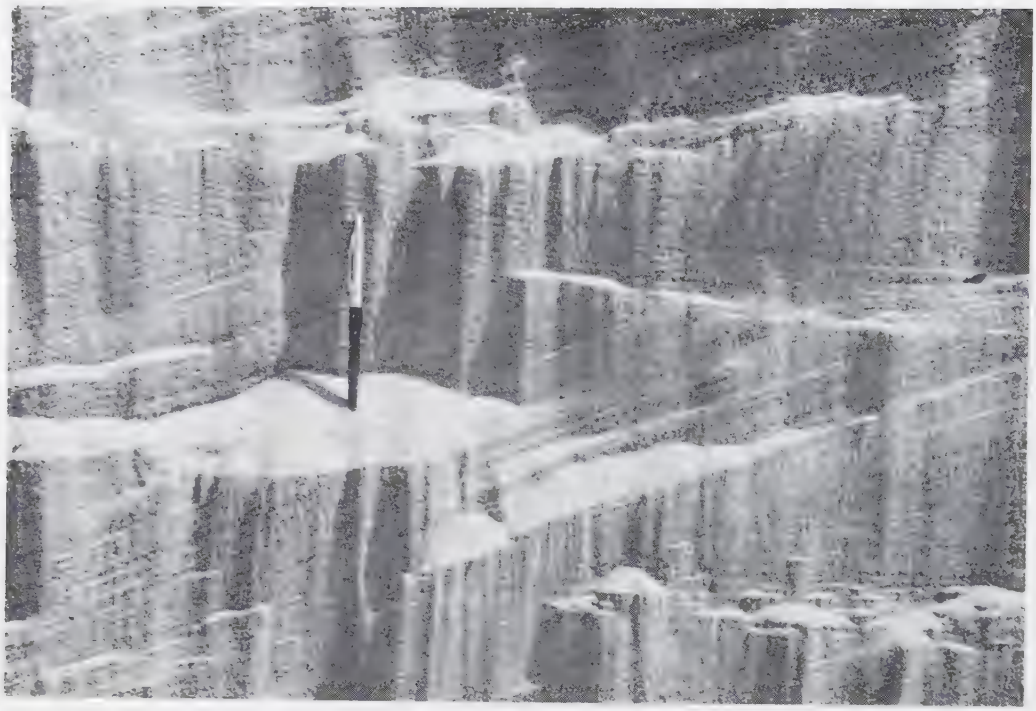
42 Système dunaire récent en voie de stabilisation (embouchure de la Manambaho, environs d'Ankatrafay). Altitude maximale : 30 m.

43 Partie basse de l'estran aux abords d'un estuaire dans le delta du Mangoky. Sables très fins et sables vaseux. Rides de courant de marée.

44 Grès de plage récents (« beach-rock ») dans les environs d'Andavadaoka (Sud-Ouest).

45 Un important banc de lit dans la moyenne vallée de la Tsiribihina. Vallée en gorges dans les calcaires massifs du Jurassique (plateau du Bemaraha).

46 Un énorme banc de crue dans l'étroite vallée du Bas-Sambirano (environs d'Ambanja). Sables grossiers et graviers dominent par suite du relief du bassin versant et de la proximité du massif ancien.



47 Détail des stratifications entrecroisées dans un banc de lit actuel. Basse vallée du Mangoky.

48 Une « mouille argileuse » en saison sèche dans le lit apparent de la Zomandao (environs d'Ankaramena). Dépôt effectué lors de la décrue en début de saison sèche, sur des bancs sableux, ce qui explique le crevassement.

49 Sédiments de terrasse inondable dans la basse vallée de la Mahajamba (Nord-Ouest). Structures feuilletées fines et régulières.

50 Cuvette de débordement stabilisée dans le Delta du Mangoky (environs d'Andranomanitsy). Vertisol, micro relief « gilgai ». Couvert végétal à *Sporobolus rhyzomatosus* et *Abutilon greveanum.*

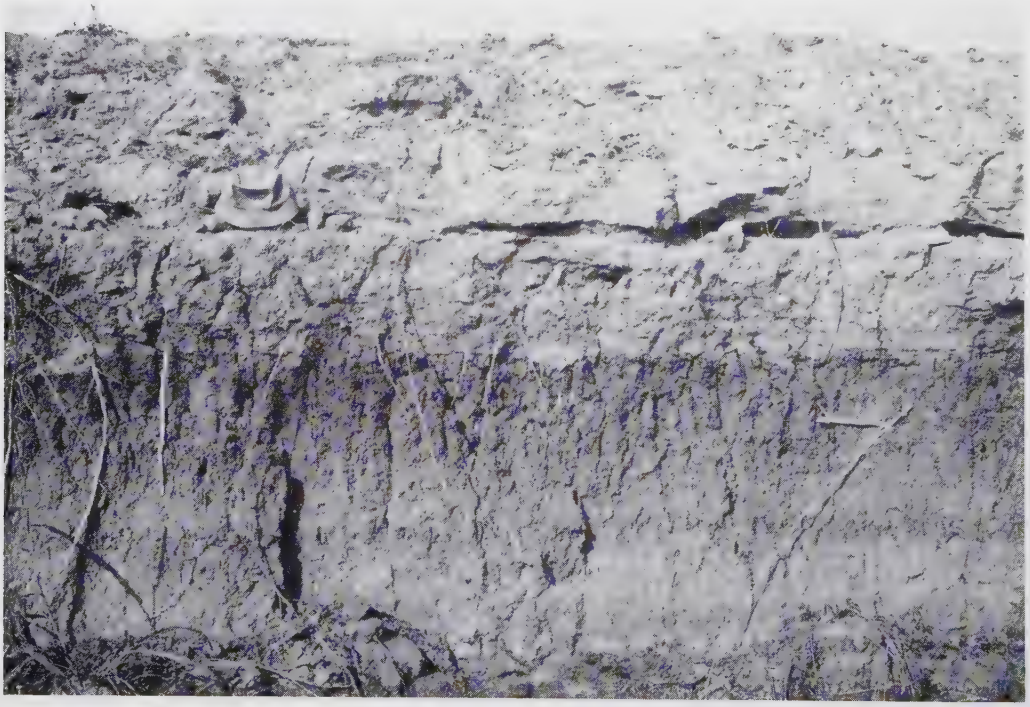
51 Structure prismatique bombée et surface poudreuse dans les sols salés à alcalis des secteurs intermédiaires du milieu fluvio-marin dans l'Ouest.

52 Crevassement et différenciation structurale de surface dans un sol à tendance vertique sur sédiments de cuvette ancienne.

53 Plaine alluviale stabilisée dans le Bas-Mangoky. Les Baobabs sont les témoins de la forêt sèche (au second plan, brousse secondaire) détruite par l'homme.

54 Le bush xérophytique à *Didierea madagascariensis* dans le Sud-Ouest. Cette formation occupe surtout les terrains très sableux (anciens bras fluviatiles, dunes).

55 Les secteurs intermédiaires du milieu fluvio-marin. La saison sèche marquée, la sursalure du sol et des nappes, entraînent la formation d'efflorescences, de croûtes salines (taches blanches sur la photo) et le tapis végétal est très clairsemé. Ici *Salvadora angustifolia* dépérissant par excès de sel.



56 Recouvrement d'un sol alluvial de cuvette déjà évolué — noter la structure et la couleur des horizons enterrés — par des sédiments de levées sablo-limoneux, à structure lamellaire, très micacés (sols minéraux bruts).

57 Régression des palétuviers dans la limite interne des mangroves, par assèchement prolongé et sursalure en saison sèche.

58 Mangrove à *Avicennia officinalis* (Afiafy). Tapis très dense de pneumatophores formant surplomb par suite de l'érosion en berge concave du chenal de marée.

59 Mangrove dense à Rhyzophoracées à marée basse.

60 Mangrove à *Sonneratia alba* (Songery) en régression par ensablement.

61 Grand chenal de mangrove à *Avicennia*, à marée haute.

62 Talus de vase nue sur rive convexe d'un chenal à marée basse. Mangrove à *Avicennia*, petit chenal d'écoulement à droite de la photo.

63 Grandes vasières (« slikke ») à marée basse dans l'estuaire de la Betsiboka. Vase très riche en eau et peu consolidée. Au second plan, jeunes pousses d'*Avicennia*.

64 Secteur intermédiaire du milieu fluvio-marin. Sols salés à alcalis, à structure poudreuse et efflorescences en surface. Couvert herbacé d'*Artrochnemum pachystachium*. A l'arrière-plan, mangrove dégradée.

Cliché I. G. N.

1 Relief polyédrique à fortes dénivellations dans le bassin cristallin du Sambirano. Restes de forêt ombrophile. Vallée très encaissée, plaine alluviale étroite.

Cliché I. G. N.

2 Relief polyédrique atténué et érosion en « lavaka » généralisée dans le bassin versant cristallin de la Betsiboka. Vallée étroite à tracé très irrégulier.

Cliché I. G. N.

3 Réseau hydrographique dendritique et surface d'aplanissement sur la bordure occidentale du socle ancien (environs de Mandoto). Début d'érosion généralisée.

Cliché I. G. N.

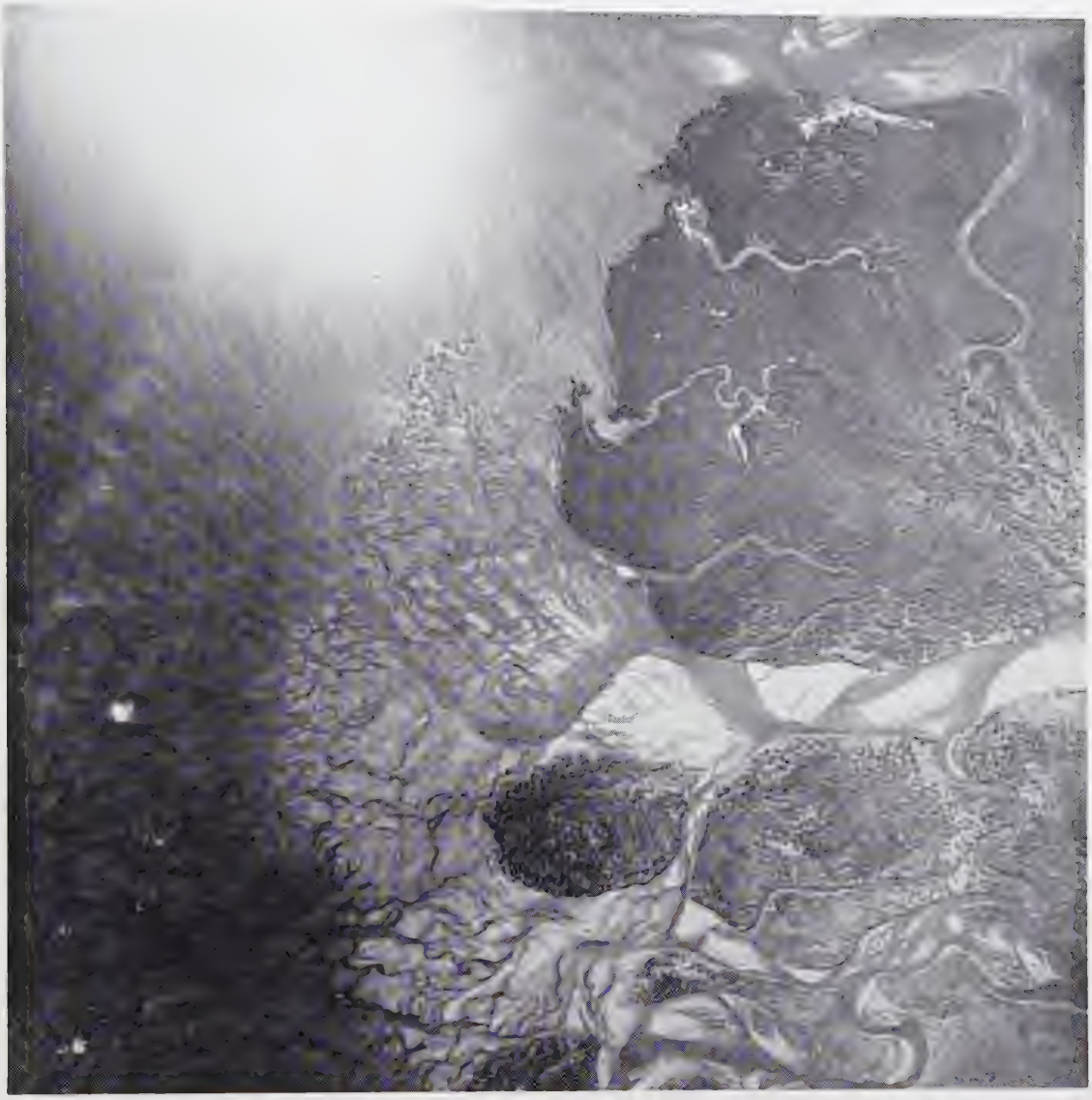
4 L'attaque par ravinements de sols ferrallitiques profonds sur les Hauts-Plateaux centraux.

Cliche I. G. N.

5 Type classique de cours d'eau dans la zone sédimentaire : confluent du Mangoky et de la Malio. Chenal d'étiage et chenaux secondaires, élargissement de la vallée par divagations latérales.

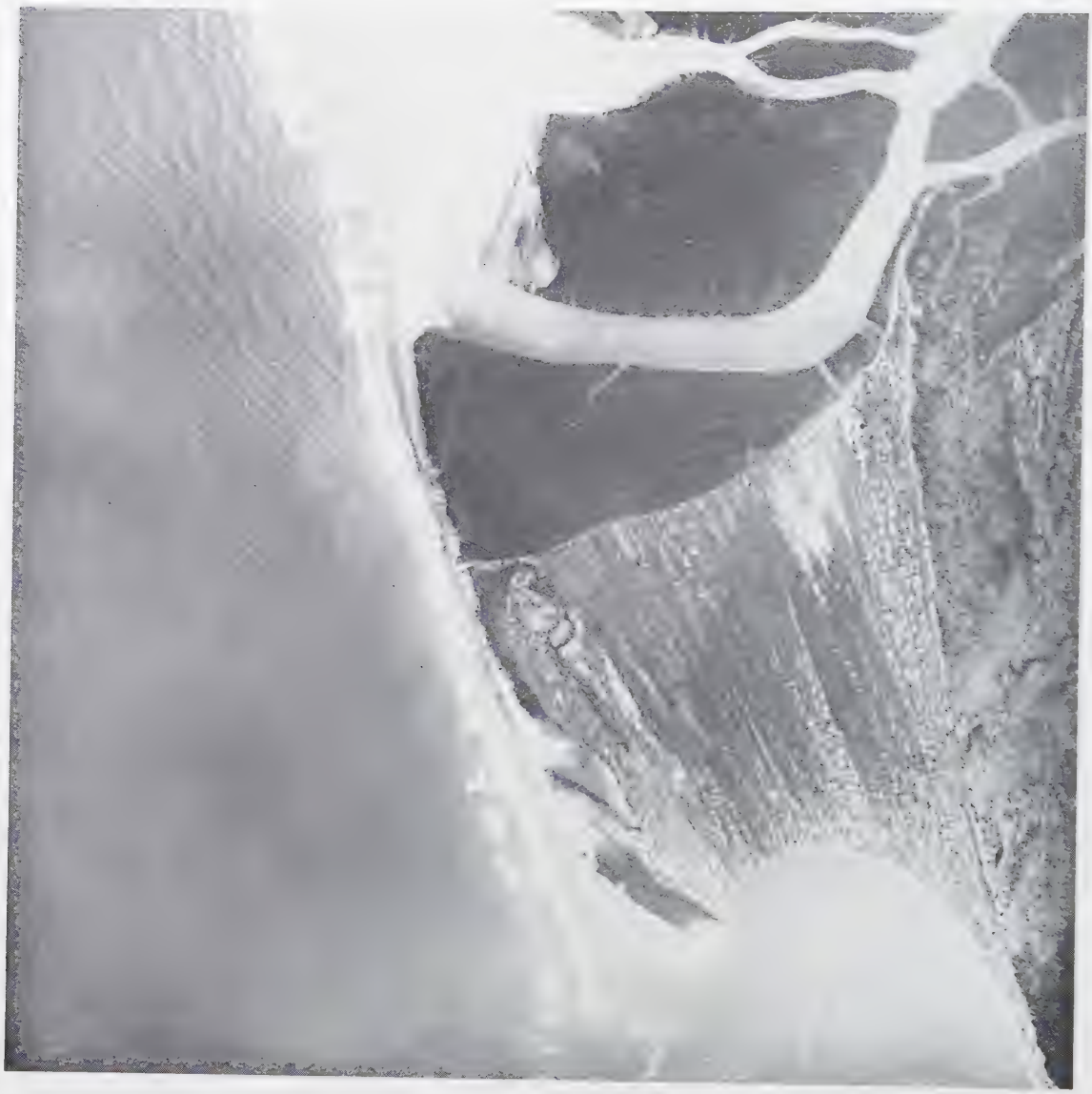
Cliché I. G. N.

6 Bras deltaïque (Mangoky) avec ses bancs de lit, ses levées de rives convexes. Terrasse inondable avec réseau d'écoulement secondaire.



Cliché I. G. N.

7 Delta du Sambirano : progression de la Mangrove et épandages en éventail des sables fins avec réseau de drainage anastomosé.

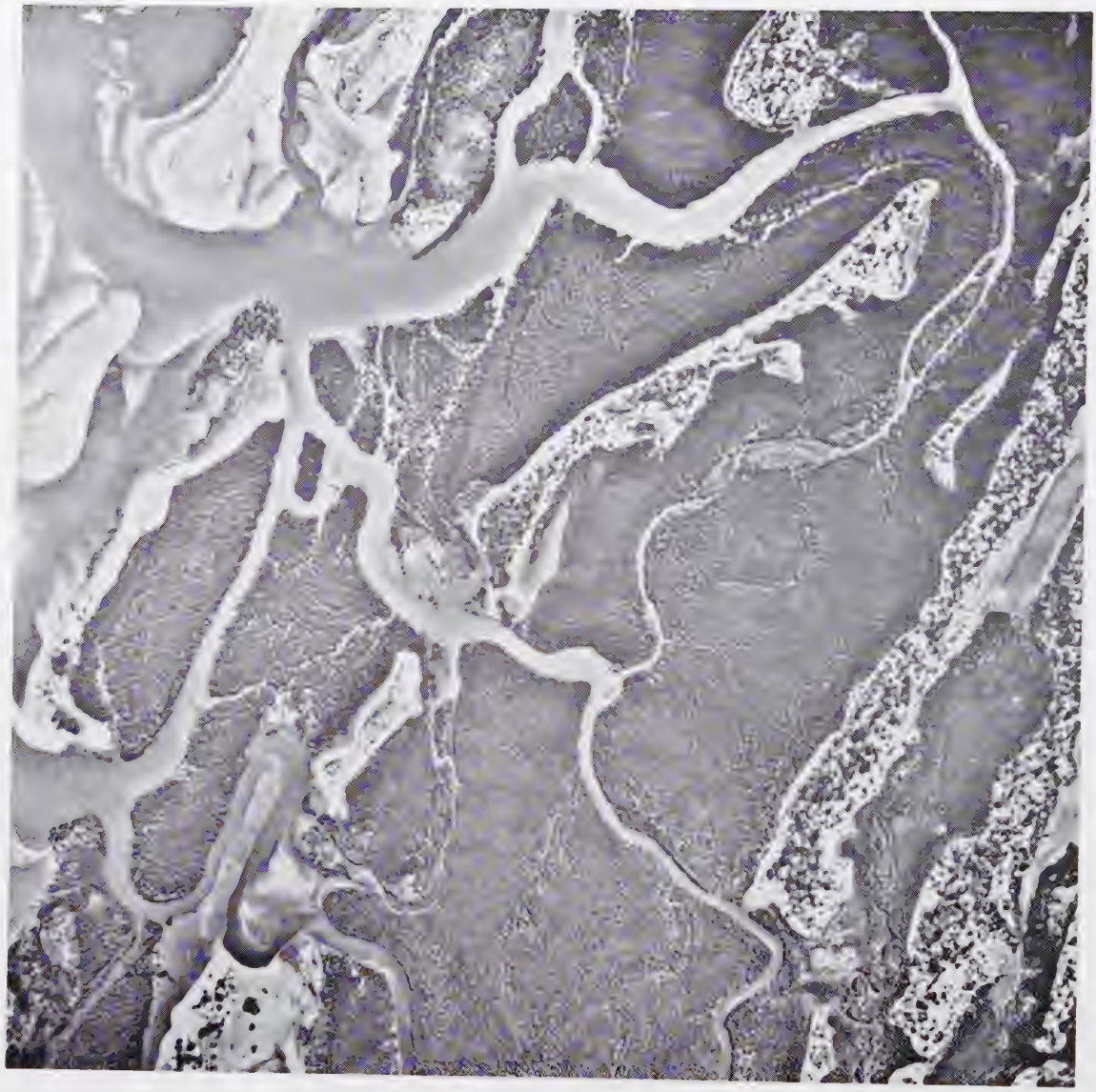


Cliché I. G. N.

8 Recoupements de cordons littoraux récents par des chenaux fluviatiles dans le delta du Mangoky. Mangrove en progression à l'abri d'une flèche sableuse.

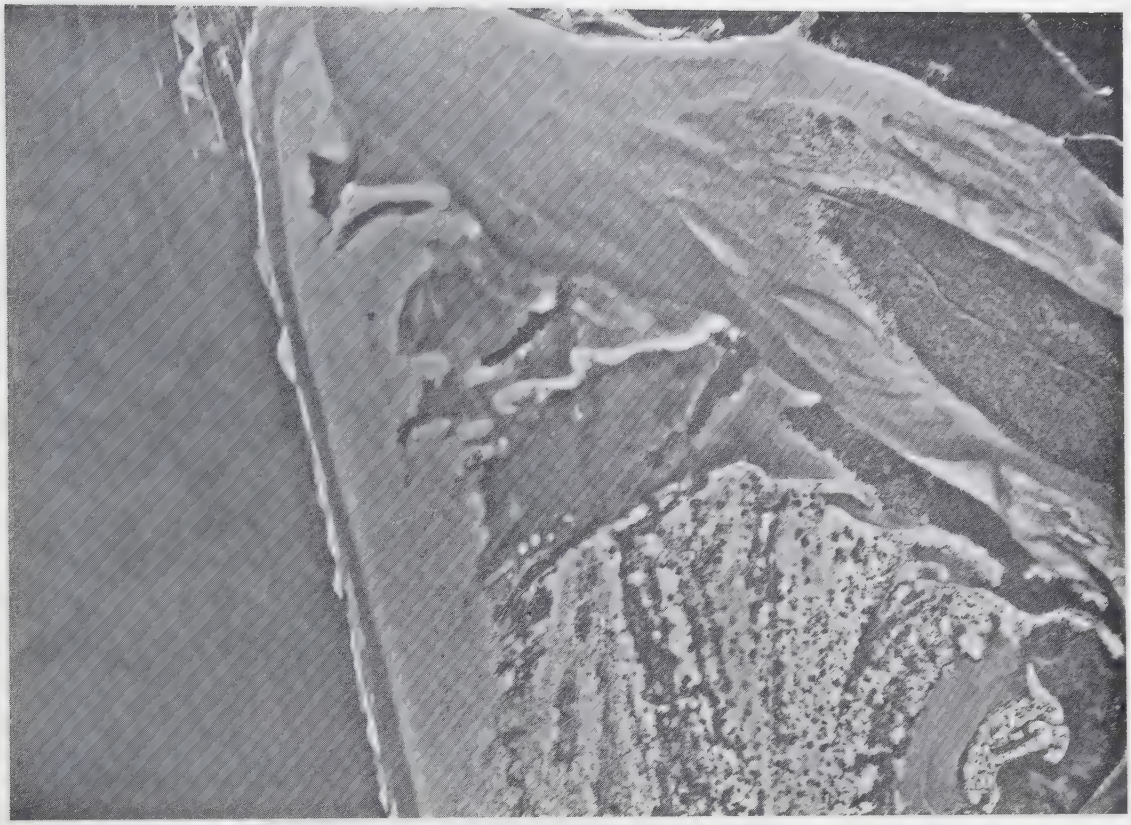
Cliché I. G. N

9 Répartition complexe des palétuviers (zones foncées) en fonction du drainage et de l'assèchement. Chenaux principaux d'origine fluviatile. Nombreux méandres (pente très faible). Vers la droite transition avec des zones d'épandage. (Delta du Mangoky).



Cliché I.G.N.

10 Cordons littoraux successifs et mangrove dense dans la plaine deltaïque de la Morondava.



Cliché I. G. N.

11 Progression de la mangrove sur un banc sableux d'estuaire à l'embouchure de la Kiranomena (plaine deltaïque de la Morondava) et sédimentation fine à l'abri des flèches sableuses (dérive littorale Sud-Nord).

Cliché I. G. N.

12 La sédimentation vaseuse et la colonisation par les *Avicennia* dans le delta interne de la Betsiboka

TABLE DES FIGURES

Pages

Figure 1. — Situation des régions étudiées 10
Figure 2. — Esquisse géologique, d'après H. Besairie 18
Figure 3. — Principales direction tectoniques de Madagascar d'après P.L. Cliquet 20
Figure 4. — Régions climatiques (Classification Thornthwaite) d'après J. Riquier. 29
Figure 5. — Relation entre les conductivités (à 25 °C) de l'extrait salin au 1/10e et de l'extrait de saturation (pâte saturée) pour les sols alluviaux de l'Ouest 39
Figure 6. — Répartition de la pluviométrie — Isohyètes annuels, d'après les Publications du Service Météorologique de Madagascar 49
Figure 7. — Hiétogramme de la pluie cyclonique du 26 au 28 mars 1959 d'après M. Aldegheri . . 54
Figure 8. — Hiétogramme de la pluie d'orage du 29 novembre 1962 d'après M. Aldegheri. 55
Figure 9. — Diagrammes d'évapotranspiration selon la formule de Prescott d'après J. Riquier . . . 60
Figure 10. — Diagrammes d'evapotranspiration selon la formule de Prescott d'après J. Riquier . . 61
Figure 11. — Diagrammes ombrothermiques 63
Figure 12. — Cours d'eau du Sud-Ouest : profils en long du Mangoky et de ses affluents. 70
Figure 13. — Cours d'eau du Centre-Ouest : profils en long, Tsiribihina et ses affluents, Manambolo 72
Figure 14. — Cours d'eau du Nord-Ouest : profils en long, Betsiboka-Ikopa, Mahavavy du Sud, Sambirano, Mahavavy du Nord 74
Figure 15. — Cours d'eau de l'Ouest (zone sédimentaire) : profils en long, Fiherenana, Maharivo, Morondava, Sambao 75
Figure 16. — Variation des moyennes mensuelles des débits d'après Travaux Section Hydrologie ORSTOM à Tananarive 82
Figure 17. — Ikopa à Antsatrana — Débits moyens mensuels classés, d'après Travaux Section Hydrologie ORSTOM à Tananarive 83
Figure 18. — Mangoky au Banian — Débits moyens mensuels classés, d'après Travaux Section Hydrologie ORSTOM à Tananarive 84
Figure 19. — Mangoky au Banian : crue du 12 au 17 janvier 1964, d'après Travaux Section Hydrologie ORSTOM à Tananarive 88
Figure 20. — Histogrammes des fréquences observées pour les pourcentages des fractions granulométriques et le rapport limon/argile (100 échantillons de zones d'altération sur cristallin) . . 94
Figure 21. — Graphiques de probabilité vérifiant l'ajustement des fréquences de pourcentages granulométriques à des séries normales 96
Figure 22. — Complexe d'altération sur cristallin : courbes granulométriques 98
Figure 23. — Exemples de composition de la fraction lourde dans les zones d'altération sur cristallin 100
Figure 24. — Répartition des principaux éléments exportables par érosion dans les différentes fractions granulométriques des arènes d'altération sur cristallin 108
Figure 25. — Variations des teneurs en fer et alumine dans les arènes d'altération sur cristallin . . 109
Figure 26. — Répartition stratigraphique des minéraux lourds dans le bassin de Majunga d'après J.C. Rerat 117
Figure 27. — Extension du Néogène continental dans l'Ouest 163

Figure 28. — Dépôts littoraux quaternaires dans l'Ouest 176
Figure 29. — Modifications dans la zone littorale par flexure continentale, d'après J. Bourcart et A. Guilcher 192
Figure 30. — Grossièreté des sables de rivières sur le versant occidental malgache 202
Figure 31. — Indices d'hétérométrie *He* des sables de rivières sur le versant occidental malgache (bancs de lit). 204
Figure 32. — Exemple de variation de la grossièreté et du triage des sables de lit sur le profil de la basse vallée du Mangoky 205
Figure 33. — Bancs de lit des rivières du versant occidental : minéraux lourds transparents dominants dans la fraction lourde 206
Figure 34. — Composition de la fraction lourde (minéraux transparents) dans les sables de lit du bassin versant du Mangoky 208
Figure 35. — Composition de la fraction lourde (minéraux transparents) dans les sables de lit du bassin versant de la Tsiribihina 209
Figure 36. — Principaux cours d'eau du versant occidental : fractions lourdes des sables de lit (minéraux transparents) 210
Figure 37. — État de surface des quartz (bassins du Mangoky et de la Tsiribihina) 212
Figure 38. — Courbes granulométriques de sédiments de levées alluviales 215
Figure 39. — Courbes granulométriques de sédiments de levées alluviales 216
Figure 40. — Degré d'évolution des sédiments de levées 218
Figure 41. — Courbes granulométriques de sédiments fluviatiles : terrasses inondables et surfaces d'épandage 230
Figure 42. — Courbes granulométriques de sédiments fluviatiles : terrasses inondables et surfaces d'épandage 231
Figure 43. — Courbes granulométriques de sédiments fluviatiles : terrasses inondables et surfaces d'épandage 232
Figure 44. — Degré d'évolution des sédiments de terrasses inondables 233
Figure 45. — Courbes granulométriques de sédiments fluviatiles : cuvettes de débordement et dépressions marginales 246
Figure 46. — Courbes granulométriques de sédiments fluviatiles : cuvettes de débordement et dépressions marginales 247
Figure 47. — Degré d'évolution des sédiments de cuvettes et dépressions et sédiments de mangroves 248
Figure 48. — Relation entre la conductivité et la teneur en sels dans les eaux d'estuaire de l'Ouest malgache 273
Figure 49. — Variation de la salinité dans les estuaires : Mangoky 274
Figure 50. — Variation de la salinité dans les estuaires : Tsiribihina, Sambao 275
Figure 51. — Variation de la salinité dans les estuaires : Mahavavy du Sud, Andranomavo, Mahajamba 276
Figure 52. — Variation de la salinité dans les estuaires : Betsiboka 277
Figure 53. — Équivalence entre le degré de salinité et le pourcentage d'eau de mer d'après Cl. Francis-Bœuf 278
Figure 54. — Courbes granulométriques de sédiments fluvio-marins : mangroves 290
Figure 55. — Courbes granulométriques de sédiments fluvio-marins : mangroves 291
Figure 56. — Courbes granulométriques de sédiments fluvio-marins : atterrissements vaseux 293
Figure 57. — Courbes granulométriques de sédiments fluvio-marins : atterrissements vaseux 295
Figure 58. — Évolution comparée de la salinité et de la turbidité des eaux de la Betsiboka devant Boanamary au cours de la marée du 2 novembre 1955 (marée de vive eau) d'après L.R. Lafond 297
Figure 59. — Sédiments sableux du Mangoky 303

Figure 60. — Grossièreté et triage des sables littoraux et estuariens sur la côte occidentale malgache 301
Figure 61. — Courbes granulométriques de dépôts fluvio-marins subactuels ou quaternaires 313
Figure 62. — Situation des prélèvements sur le plateau continental 324
Figure 63. — Courbes granulométriques de sédiments du plateau continental : Delta du Mangoky . 326
Figure 64. — Courbes granulométriques de sédiments du plateau continental : Betsiboka et Mahavavy du Sud 328
Figure 65. — Courbes granulométriques de sédiments du plateau continental : Mahavavy du Nord, Mahajamba, Cap Saint-André 329
Figure 66. — Mangoky au Banian : variation de la turbidité en fonction du débit d'après M. Aldegheri 338
Figure 67. — Variation de la turbidité des eaux de la Betsiboka en fonction du débit à Ambodiroka d'après M. Aldegheri 339
Figure 68. — Variation de la turbidité des eaux de l'Ikopa en fonction du débit à Antsatrana d'après M. Aldegheri 340
Figure 69. — Substances dissoutes dans les eaux du Mangoky à Tanandava 347
Figure 70. — Silice dissoute dans les eaux de rivières (région de Tananarive) : Ikopa, Andromba, Sisaony 350
Figure 71. — Silice dissoute dans les eaux de rivières (région de Tananarive) : Katsoaka, Mamba. . 352
Figure 72. — Minéraux argileux dans les sédiments et les sols des basses plaines alluviales occidentales (associations dominantes) 365
Figure 73. — Répartition texturale des sols alluviaux dans les basses plaines occidentales (profils décrits dans le texte) 370
Figure 74. — Répartition texturale des sols alluviaux dans le Bas-Mangoky 371
Figure 75. — Répartition texturale des sols alluviaux dans les basses plaines occidentales (profils décrits dans le texte) 372
Figure 76. — Triangle des textures 372
Figure 77. — Variation de la capacité de rétention ($pF = 3$) en fonction de la teneur en éléments fins dans les sols alluviaux du Bas-Mangoky 374
Figure 78. — Stabilité structurale des sols alluviaux dans le Bas-Mangoky 375
Figure 79. — Variation de la capacité d'échange en fonction de la teneur en argile dans les sols alluviaux de l'Ouest malgache 376
Figure 80. — Eaux fluvio-marines et fluviales dans le Bas-Mangoky 382
Figure 81. — Eaux fluvio-marines et fluviales dans la Basse-Tsiribihina 383
Figure 82. — Eaux fluvio-marines et fluviales dans la Basse-Betsiboka 384
Figure 83. — Eaux de nappes dans le Bas-Mangoky 385
Figure 84. — Eaux de nappes dans la plaine deltaïque de la Mahavavy du Sud — Eaux fluviale et lacustre 387
Figure 85. — Eaux de nappes dans la Basse-Betsiboka 389
Figure 86. — Composition ionique des sels solubles dans les sols 390
Une carte hors-texte — Les Ensembles Géographiques de Sols sur le versant occidental malgache (complexes morphopédogénétiques) 122

TABLE DES MATIÈRES

Pages

INTRODUCTION 9

PREMIÈRE PARTIE : LE MILIEU NATUREL

CHAPITRE PREMIER. DÉFINITIONS 15

I. Alluvions et sédiments 15

1 Terminologie 15
2 Limites de l'étude 15

II. Milieux de sédimentation 16

III. Sols alluviaux 17

CHAPITRE II. Aperçu — géographique et structural 19

I. Conditions favorables à l'alluvionnement 19

II. L'extension des surfaces alluviales 21

1 Région Ouest 21
2 Région Nord-Ouest 22
3 Estimation des superficies alluviales 22

III. Les influences structurales 22

CHAPITRE III. — Les facteurs de différenciation climatique 27

I. Les grands types de climats 27

1 Le climat de la côte ouest
2 Le climat des Hauts-Plateaux

II. Les divisions morphoclimatiques 28

III. Aperçu hydrologique 30

IV. Le régime des vents 31

CHAPITRE IV. — Historique 33

ANNEXE : TECHNIQUES EMPLOYÉES 37

A. Documentation cartographique et photographique
B. Techniques de terrain
C. Méthodes analytiques de laboratoire

DEUXIÈME PARTIE : LES FACTEURS DE LA SÉDIMENTATION CONTINENTALE

CHAPITRE V. — Les facteurs climatiques 43

I. Facteurs régionaux 43

1 Orientation de l'Ile
2 Continentalité
3 Altitude
4 L'homme

II. Les températures . . . 44
1 Moyennes mensuelles et annuelles . . . 44
2 Efficacité des températures : l'évaporation . . . 45
3 L'évapotranspiration potentielle . . . 48
III. Les régimes pluviométriques . . . 48
IV. Bilan de l'eau et indices climatiques . . . 50
1 La capacité érosive du climat . . . 52
2 Intensité et fréquence des précipitations . . . 53
3 Bilan de l'eau et écoulement . . . 58
A. L'indice d'aridité . . . 58
B. Indices climatiques et évapotranspiration . . . 59
C. Drainage et ruissellement . . . 59
D. Bioclimats et végétation climacique . . . 62
Conclusion . . . 65

Chapitre VI. — Les cours d'eau . . . 67
I. L'adaptation du réseau hydrographique . . . 67
1 Le tracé du réseau hydrographique en milieu métamorphique . . . 67
A. Les influences structurales . . . 67
B. Réseau hydrographique et géomorphologie cyclique . . . 68
2 Le tracé du réseau hydrographique des bassins sédimentaires . . . 69
A. Développement de la dépression périphérique . . . 69
B. Ancienneté du tracé cataclinal . . . 70
C. Les vallées subséquentes . . . 71
3 Les caractères des profils en long . . . 73
A. Cours d'eau à bassin versant mixte . . . 73
B. Rivières de la couverture sédimentaire . . . 73
C. Profils en long et profils d'équilibre . . . 74
II. Le complexe physique des bassins versants . . . 77
1 Relief . . . 77
2 Forme . . . 79
3 Constitution géologique . . . 79
III. Les régimes hydrologiques . . . 80
1 Variations saisonnières du régime . . . 82
2 Abondance moyenne annuelle et conditions de l'écoulement . . . 82
3 Importance des crues . . . 86
Conclusion . . . 87

Chapitre VII. — Altérations et pédogenèse . . . 91
I. Le complexe d'altération . . . 91
1 Le complexe d'altération sur roches cristallines . . . 92
A. Faits généraux d'observation . . . 92
B. Aspects de la zone d'altération . . . 93
C. Constitution granulométrique . . . 95
D. Caractères minéralogiques . . . 97
a Examen des roches altérées . . . 97
b Composition minéralogique des fractions granulométriques . . . 98
1 La fraction sableuse

2 Les minéraux lourds
3 La fraction argileuse

E. Composition chimique . . . 102
a Composition chimique globale des « zones de départ » et des roches saines . . . 102
b Composition des fractions granulométriques . . . 106

2 Le complexe d'altération sur roches sédimentaires . . . 110
A. Faits généraux d'observation . . . 110
a Schistes . . . 110
b Grès et matériaux gréseux . . . 111
La question de la carapace sableuse
c Calcaires . . . 113
d Argiles et marnes . . . 113
B. Caractères texturaux et minéralogiques . . . 114
a Faciès . . . 114
b Granulométrie et morphoscopie . . . 115
c Minéralogie . . . 116
1 Sables
2 Argiles

3 Le complexe d'altération sur roches volcaniques basiques . . . 119
A. Morphologie . . . 119
B. Caractères physico-chimiques et minéralogiques . . . 119

II. Les sols . . . 121
1 Choix des types . . . 121
2 Géographie des sols sur le versant occidental malgache . . . 124
3 Les profils types . . . 125
Sol rouge ferrallitique sur granite . . . 125
Sol rouge ferrallitique sur granite . . . 127
Sol ferrallitique rajeuni . . . 128
Sol ferrallitique jaune-rouge sur granite . . . 129
Sol brun-rouge ferrallitique humifère sur cipolin . . . 130
Sol rouge ferrallitique sur basalte . . . 131
Sol brun-rouge ferrallitique sur basalte . . . 133
Sol ferrallitique concrétionné . . . 134
Sol ferrallitique cuirassé . . . 134
Sol ferrallitique humifère type « Andо » . . . 135
Sol ferrallitique sur calcaire . . . 136
Sol rouge faiblement ferrallitique sur gneiss . . . 138
Sol rouge faiblement ferrallitique lessivé sur gneiss . . . 139
Sol rouge faiblement ferrallitique sur roche métamorphique . . . 140
Sol rouge faiblement ferrallitique concrétionné sur gneiss . . . 141
Sol rouge faiblement ferrallitique sur grès . . . 143
Sol faiblement ferrallitique sur schistes . . . 144
Sol ferrugineux tropical sur roche métamorphique . . . 145
Sol ferrugineux tropical sur roche basique . . . 146
Sol ferrugineux tropical sur grès . . . 147
Sol ferrugineux tropical sur matériaux gréseux . . . 148
Sol ferrugineux tropical sur carapace sableuse . . . 150
Sol ferrugineux tropical sur matériaux calcaires . . . 151
Sol ferrugineux tropical sur roche calcaire . . . 152
Sol calco-magnésimorphe (rendzine noire) . . . 153
Sol calco-magnésimorphe (sol brun calcaire) . . . 154

Vertisol 155
Conclusion 157

Chapitre VIII. — Les sédiments plio-quaternaires et les variations du niveau de base marin 161
I. Le retour à la sédimentation continentale 161
II. Caractères des dépôts dits pliocènes 162
1 Descriptions régionales 162
A. Bas-Mangoky 162
B. Centre-Ouest : de la Morondava au Manambolo 165
C. Nord-Ouest 167
a Région de Maintirano
b Région de Besalampy
c Région de Soalala-Namakia
d Région de Majunga
2 Caractères sédimentologiques et minéralogiques des dépôts continentaux 170
A. Granulométrie
B. Teneurs en feldspaths
C. Minéraux lourds
D. Argiles
E. Composition des cuirasses
3 Conclusion sur les dépôts continentaux pliocènes 171
III. Formations quaternaires littorales sur le versant occidental malgache 173
1 Les formations quaternaires de l'Extrême-Sud 174
2 Les formations quaternaires sur la côte occidentale 175
A. De Tuléar au Bas-Mangoky 175
a Environs de Tuléar
b Baie des Assassins
c Environs de Morombe
d Delta du Mangoky
1 Les dépôts littoraux
2 Les formations dunaires anciennes et récentes
B. Du Mangoky à la Tsiribihina 182
C. De la Tsiribihina au Cap Saint-André 182
D. Du Cap Saint-André à Majunga 183
a Environs de Soalala
b Delta de la Mahavavy du Sud
c Basse-Betsiboka
IV. Les données des sondages 185
A. Région de Tuléar-Morombe 185
B. Région du Nord-Ouest 186
V. La question des terrasses fluviatiles 188
Conclusion 189

TROISIÈME PARTIE : LES MILIEUX DE SÉDIMENTATION

Introduction. Méthodes et classification 195
Classification des sols alluviaux 196

CHAPITRE IX. — Le lit apparent et ses abords . . . 201

I. Les bancs de lit . . . 201

1 Morphologie . . . 201
2 Granulométrie des sables de lit — Indices numériques . . . 203
A. Grossièreté . . . 203
B. Triage . . . 203
3 Nature des grains de sables . . . 206
Les minéraux légers
Les minéraux lourds
4 Forme et aspect des grains de quartz . . . 211

II. Les levées alluviales ou « bourrelets de prélit » . . . 213

1 Morphologie . . . 214
2 Granulométrie . . . 214
3 Les sols de levées . . . 219
Sols minéraux bruts d'apports . . . 219
Sous-groupe fluviatile . . . 219
a Localisation
b Végétation
c Topographie et drainage
d Morphologie
e Caractères physiques et chimiques
Sols peu évolués d'apport fluviatile . . . 224
Sous-groupe modal . . . 224
a Localisation, végétation, drainage
b Morphologie
c Caractéristiques physiques et chimiques

CONCLUSION . . . 226

CHAPITRE X. — La plaine d'inondation . . . 227

I. Les terrasses inondables et les surfaces d'épandage . . . 227

1 Caractères morphologiques . . . 227
2 Caractères granulométriques . . . 229
3 Végétation . . . 234
4 Les sols de terrasses inondables et de surfaces d'épandage . . . 234
Sols peu évolués . . . 234
Sous-groupe modal . . . 234
Faciès à réaction neutre ou modérément alcaline
Faciès à réaction acide
Faciès carbonaté
Sols salins . . . 239
Sous-groupe modal . . . 239
Sols salés à alcalis . . . 240
Sous-groupe à structure poudreuse et fortes oscillations de la nappe . . . 240
Sous-groupe peu salé au moins en surface . . . 241
Faciès à tendance vertique
Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates . . . 243

II. Cuvettes de débordement, zones de concentration temporaire et dépressions marginales . . 244
1 Définitions et caractères morphologiques . . . 244
2 Caractères granulométriques . . . 245
3 Végétation . . . 249
4 Les sols de cuvettes et dépressions . . . 250
Sols minéraux bruts d'apport . . . 250
Sous-groupe fluviatile . . . 250
Sols peu évolués . . . 251
Sous-groupe modal . . . 251
Faciès à réaction acide
Sols salins . . . 251
Sous-groupe modal . . . 251
Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates . . . 253
Sols salés à alcalis . . . 255
Sous-groupe à structure poudreuse et faibles oscillations de la nappe . . . 255
Sols hydromorphes minéraux ou peu humifère à pseudo-gley . . . 256
Sous-groupe peu ou pas salé . . . 257
Faciès à réaction neutre ou modérément alcaline
Faciès à réaction acide
Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates . . . 257
Sols hydromorphes minéraux ou peu humifères à gley . . . 257
Sous-groupe peu ou pas salé . . . 257
Sous-groupe salé . . . 258
Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates . . . 260
Sols humiques à gley (hydromorphes marécageux) . . . 261
Sous-groupe peu ou pas salé . . . 261
Sous-groupe salé . . . 262
Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates . . . 264
Vertisols grumosoliques . . . 265
Sous-groupe à caractères de salure . . . 265
Vertisols non grumosoliques . . . 266
Sous-groupe à caractères de salure . . . 266

CONCLUSION . . . 267

CHAPITRE XI. — Le milieu fluvio-marin . . . 271

I. Limites et caractéristiques du milieu fluvio-marin dans l'Ouest malgache . . . 271
1 Estuaires et deltas . . . 271
2 Marée dynamique et marée de salinité . . . 271
3 Définition, extension et caractères morphologiques du milieu fluvio-marin . . . 276

I.I La végétation . . . 282
1 La forêt de palétuviers . . . 282
2 La végétation des zones salées intermédiaires . . . 286
3 La végétation des cordons littoraux et des dunes bordières . . . 288

III. Les sédiments caractéristiques . . . 289
1 Les dépôts de mangrove . . . 289
A. Caractères granulométriques . . . 289
B. Couleur, teneur en eau, matière organique, fer . . . 292
C. Origine et mode de dépôt . . . 296
2 Les sédiments sableux . . . 299

IV. Les sols d'apport fluvio-marins . . . 301

1 Les sols de mangroves . . . 301
Sols hydromorphes minéraux ou peu humifères à gley . . . 301
Sous-groupe salé . . . 301
Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates . . . 303
2 Les sols des zones intermédiaires . . . 303
Sols hydromorphes minéraux ou peu humifères à gley . . . 303
Sous-groupe salé . . . 303
Sols salés à alcalis . . . 305
Sous-groupe à structure poudreuse et faibles oscillations de la nappe . . . 305
Vertisols non grumosoliques . . . 307
Sous-groupe à caractères de salure . . . 307

CONCLUSION . . . 308

CHAPITRE XII. — Les surfaces de décantation sur dépôts fluvio-marins quaternaires ou subactuels . . . 311
1 Situation et caractères morphologiques . . . 311
2 Caractères granulométriques . . . 312
3 Végétation . . . 314
4 Les sols . . . 315
Sols hydromorphes minéraux ou peu humifères à gley . . . 315
Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates . . . 315
Sols hydromorphes marécageux à gley . . . 315
Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates . . . 315
Vertisols non grumosoliques . . . 317
Sous-groupe à caractères de salure . . . 317
Sous-groupe acidifié à sulfures et sulfates . . . 318

CONCLUSION . . . 319

CHAPITRE XIII. — Le précontinent . . . 321
Introduction . . . 321
1 Topographie et extension du plateau continental . . . 321
2 Les types de sédiments marins précontinentaux . . . 323
a Lieux de prélèvements . . . 323
b Caractéristiques des sédiments . . . 323
Les sables moyens à grossiers
Les sables fins et sables vaseux
Les vases

CONCLUSION . . . 331

QUATRIÈME PARTIE : BILAN DE L'ALLUVIONNEMENT

CHAPITRE XIV. — Le potentiel d'érosion . . . 335
I. Les transports solides . . . 335
1 Les résultats des mesures . . . 335
A. Mangoky . . . 336
B. Betsiboka-Ikopa . . . 338
2 Évaluation théorique du potentiel d'érosion . . . 341
3 Essai de classement des bassins fluviaux du point de vue de l'érosion 344

II. Les substances dissoutes . . . 345

1 Le Mangoky à la Station du Banian (basse vallée) . . . 346
2 Le Mangoky à Tanandava (plaine deltaïque) . . . 346
3 Petits bassins versants cristallins dans la région de Tananarive . . . 348
4 Bilan des exportations sous forme de substances dissoutes . . . 351

CHAPITRE XV. — L'héritage des bassins versants . . . 355

1 L'héritage dimensionnel . . . 355

A. Les matériaux en place . . . 355
B. Dépôts récents et sols alluviaux . . . 356

a Pauvreté en éléments grossiers . . .
b Importance de la fraction limoneuse . . .

2 L'héritage minéralogique . . . 357

A. Composition minéralogique des sables . . . 357
B. Les minéraux argileux et les oxydes et hydroxydes de fer et d'alumine . . . 360

a La fraction argileuse dans les sols évolués et les matériaux originels du versant occidental . . . 360
b Les argiles dans les sédiments récents fluviatiles et estuariens et dans les sols alluviaux . . . 362

1 Région Ouest . . . 362
2 Région Nord-Ouest . . . 362
3 Région Nord . . . 363

c Preuves géographiques de l'héritage des argiles . . . 363
d Les argiles dans les sédiments du plateau continental . . . 366

CONCLUSION . . . 367

CHAPITRE XVI. — L'influence du milieu de sédimentation . . . 369

1 La sélection des apports fluviatiles et ses conséquences pédologiques . . . 369

A. Séquence texturale . . . 369
B. Importance des éléments fins dans les propriétés des sols . . . 373

a Éléments fins et eau du sol
b Éléments fins, matière organique et structure
c Éléments fins et capacité d'échange

2 La réaction du sol . . . 376
3 Matière organique . . . 378
4 Salure et hydromorphie . . . 380

A. Composition ionique des eaux fluvio-marines et fluviales . . . 381
B. Composition ionique des eaux de nappe . . . 381
C. Composition ionique des sels solubles dans les sols . . . 388

5 Néoformations . . . 391

CONCLUSION : Évolution des sols alluviaux . . . 392

CONCLUSIONS GÉNÉRALES . . . 395

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES . . . 401
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES . . . 409
TABLE DES FIGURES . . . 455
TABLE DES MATIÈRES . . . 458

(B 694) Imprimé en Belgique par Ceuterick s.a.
Brusselsestraat 153 Louvain
Adm.-dir. L. Pitsi Bertemsebaan 25 Veltem-Beisem

MAGAT	T	physico-chimie des radio-éléments
Mlle QUINTIN	T	électrochimie
MONOD	T	chimie du métabolisme
BENOIT	T	physiologie animale (Orsay)
DE POSSEL	T	analyse numérique
CHARLOT	T	chimie analytique
LEMEE	T	écologie végétale (Orsay)
GUERIN	T	chimie MPC (Orsay)
CHATELET	T	chimie PCB
JEAN	T	physique nucléaire (Orsay)
MATTLER	T	physique (SPCN)
BERGERARD	T	zoologie (Orsay)
BERTEIN	T	électronique (Orsay)
BOUISSIÈRES	T	radiochimie
Mme COUTURE	T	thermodyn. & mécanique physique
ELLEMBERGER	T	géologie des grandes régions du globe (Orsay)
FRANC	T	biologie animale PCB
SCHNELL		botanique tropicale
STLKOWSKI	T	physiologie végétale
ACHER	T	chimie biologique
BAUDOIN	T	biologie animale PCB
BEAUMONT		biologie animale SPCN
BLAMONT		géophysique ionosphère
BOUREAU	T	botanique
CURIE D.		physique MGP
DURAND DELGA	T	géologie
FRÉON	T	chimie organique (Orsay)
HELLER	T	physiologie végétale
TORTRAT	T	calcul des probabilités
CAILLEUX	T	géologie SPCN
MAGNAN		physique électricité
DAUDEL	T	mécanique ondulatoire appliquée à la chimie théorique & à la physique nucléaire
ROLLET	T	chimie minérale
Mlle JOSIEN	T	chimie SPCN
CHEVALLEY	T	géométrie algébrique & théorie des groupes
ARNOULT	T	électronique (Orsay)
CHAPELLE	T	physique I (Orsay)
DELANGE	T	mathématiques I (Orsay)
DENY	T	mathématiques gles (Orsay)
GERMAIN	T	mécanique théorique des fluides
LACOMBE	T	métallurgie des métaux nucléaires (Orsay)
BROCHARD	T	physique MGP (Orsay)
CABANNES	T	mécanique générale
LESIEUR	T	mathématiques I (Orsay)
MAZET	T	mécanique générale (Orsay)
CAIRE		géographie phys. & géol. dynamique
COMOLET		mécanique des fluides
CORABŒUF	T	physiologie animale (Orsay)
DELLOUE	T	physique de l'exosphère
GORENFLOT		botanique II (Orsay)
HOUILLON		biologie animale PCB
JULLIEN J.		chimie SPCN (Orsay)
MALGRNAGE	T	techniques math. de la phys. (Orsay)
OLIVIER		anthropologie
NOZERAN	T	botanique II (Orsay)
BLANC-LAPIERER	T	physique ENS (Orsay)
CHEVAUGEON	T	botanique (Orsay)
KAHANE	T	mathématiques (Orsay)
SAMUEL	T	mathématiques ENS féminines
KOURGANOFF	T	astronomie (Orsay)
THIRY	T	mécanique céleste
ABELES		physique SPCN
AMAT	T	physique PCB
AUBOIN	T	géologie
Mme BENOIST-GUEUTAL	T	physique nucléaire & radio-activité (Orsay)
BOUGIS		biologie marine Villefrance s/Mer
BRUHAT	T	mathématiques MPC
BRUNN	T	géologie historique (Orsay)
CHABBAL	T	physique MGP (Orsay)
DEHEUVELS	T	mathématiques propédeutique
D'ESPAGNAT	T	physique théorique (Orsay)
FURON	T	géologie SPCN
Mme GANS	T	génétique
GENEVES		biologie végétale PCB
GUILBERT		physique CSU Orléans
HUPE	T	pétrographie
HOLLANDE	T	biologie générale
LIONS	T	analyse numérique
MAITTE	T	chimie PCB
MEYER		physique propédeutique
NICOLAS		géologie appliquée
PANIGEL		biologie générale
Mlle FOURCROY		biologie végétale SPCN
Mme CHOQUET-BRUHAT	T	mécanique analytique & mécanique céleste
Mlle VEIL	T	physiologie générale
LWOFF	T	microbiologie
SIESTRUNCK	T	mécanique physique & expérimentale
NERON	T	mathématiques MPC (Orsay)
Mme PECKER-WIMEL	T	astrophysique
BALKANSKY		physique MPC
LE CORRE	T	électricité
DELCROIX	T	physique théorique (Orsay)
GOURDIN		physique théorique des hautes énergies (Orsay)
LEHMANN	T	physique expérimentale des hautes énergies
NATAF	T	physique nucléaire & radio-activité (Orsay)
ECHALIER		biologie animale PCB
BARRAUD		physiologie cellulaire
LIORET	P	physiologie végétale (Orsay)
DARS		géologie structurale & géologie appliquée
CAMEFORT	T	botanique (agrégation)
VICHNIEWSKY	T	mécanique industrielle
BLAQUIÈRE		électronique (Orsay)
ARNOUS	T	physique théorique
TATIBOUET		chimie (CSU Orléans)
MALLIAVIN	T	mathématiques propédeutique (Orsay)
GAUDEMAR		chimire propédeutique
PEREZ Y JORBA		physique expérimentale des hautes énergies (Orsay)
DAVID	T	chimie (agrégation Orsay)
BROUSSE	T	mécanique théorique
ROSCH	T	astronomie
GUY	T	physique expérimentale
LAZARD		mathématiques MPC
MOREL Pierre		physique MPC
ARSAC		programmation
LEFEBVRE		chimie MPC
CHAPEVILLE		biochimie
BENOIT		physique CPEM
RIO		chimie CPEM
JAUZEIN		géologie ENS
PREVOST G.		biologie végétale CPEM
FAVARD P.		biologie animale CPEM
VILKAS		chimie CPEM
Mlle FICINI		chimie CPEM
LEQUEUX		astronomie
COHEN TANNOUDJI		physique MPC
TAVERNIER		physique CPEM
Mme ROIZEN		physique CPEM
DURAND M.		biologie animale SPCN
RAVIER		pétrographie
ROSEAU	T	mécanique théorique des fluides
ROUBINE		électronique
SILBER	T	chimie PCB
UEBERSFELD	T	électronique
YVON	T	théories physiques
HERVE	T	mathématiques
JANCOVICI		physique atomique (Orsay)
FALK-VAIRANT		physique nucléaire
FETIZON		chimie propédeutique
CERF		mathématiques (Orsay)
PASCAUD		physiologie
Mme PETIT		biologie animale CPEM
BROUSSE		géologie (Orsay)
GAGNAC		physique agrégation (Orsay)
LEBERRE		zoologie (Orsay)
SCHAEFFER		microbiologie (Orsay)
DE GENNES		physique des solides (Orsay)
RIOU		physique nucléaire expé. (Orsay)
CLAUSER		chimie biologique (Orsay)
CHEVALIER		physiologie animale (Orsay)

Le secrétaire général : R. POULLAIN

DEUXIÈME THÈSE

GÉOGRAPHIE DES SOLS MALGACHES

VU ET APPROUVÉ :
Paris, le 15 avril 1966
Le Doyen de la Faculté des Sciences,
J. BERGERARD.

VU ET PERMIS D'IMPRIMER :
Le Recteur de l'Académie de Paris,
J. ROCHE.